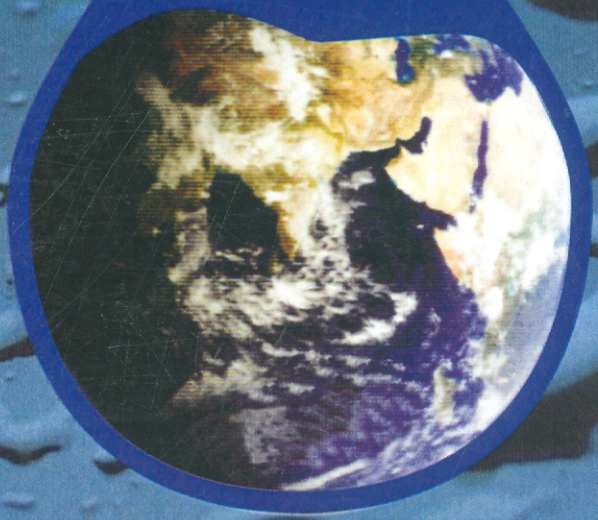
ION GIURMA
IOAN CRĂCIUN
RALUCA GIURMA HANDLEY

HIDROLOGIE



Editura POLITEHNIUM
IAŞI - 2009

PREFAȚĂ

Lucrarea prezentată expune principalele probleme ale hidrologiei inginereşti, urmărind astfel ca prin descrierea factorilor hidrometeorologici şi a metodelor de efectuare a măsurătorilor, să dea posibilitatea prelucrării datelor în vederea obținerii elementelor hidrologice de bază, necesare în proiectarea, execuția şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice.

Prin modul de tratare şi sistematizare în acest domeniu, în strânsă concordanță cu disciplinele cu care hidrologia se află în interdependență (meteorologia, hidraulica, statistica matematică etc.), este o lucrare care îmbină cunoştințele teoretice cu cerințele practice. Conținutul este organizat în cinci capitole şi anume: hidrografia, hidrometria, bazele statistico-matematice ale hidrologiei, noțiuni de hidrogeologie şi fizica atmosferică.

Succesiunea şi ordonarea capitolelor s-a făcut în raport cu importanța problemelor tratate pentru activitatea practică, iar după parcurgerea lor, cititorul să aibă cunoştințele necesare care să-i permită o aprofundare şi o valorificare eficientă în sectoarele adecvate.

În scopul măririi accesibilității materialului, prezentarea teoretică a problemelor este susținută de o parte grafică la care se adaugă relații de calcul şi tabele; s-a recurs de asemenea la un număr mare de exemple de calcul, fiind prezentate în acelaşi timp şi unele din preocupările de vârf ale autorilor.

Prin conținutul şi problematica tratată, lucrarea este utilă studenților şi inginerilor din sectorul hidrotehnic şi al protecției mediului.

Autorii

CUPRINS

	Prefață	3
	Introducere	7
1.	**HIDROGRAFIA**	11
1.1	Circulația apei în natură	11
1.1.1	Circuitul hidrologic global	11
1.1.2	Apele subterane în cadrul circuitului apei în natură	13
1.1.3	Bilanțul apei	14
1.2	Bazinul hidrografic	17
1.3.	Rețeaua hidrografică	34
1.4.	Hidrografia lacurilor	57
1.5	Hidrografia apelor subterane	72
1.6	Scurgerea solidă	76
1.6.1	Formarea aluviunilor	77
1.6.2	Structura aluviunilor	78
1.6.3	Mişcarea aluviunilor	80
1.6.4	Mişcarea aluviunilor de fund	80
1.6.5	Mişcarea aluviunilor în suspensie	83
1.6.6	Debitul solid	84
1.7	Colmatarea lacurilor de acumularea	88
2.	**HIDROMETRIA**	97
2.1	Necesitatea măsurătorilor	97
2.2	Rețeaua hidrometrică	97
2.2.1	Rețeaua hidrometrică a apelor de suprafață	98
2.2.2	Rețeaua hidrometrică a lacurilor	100
2.2.2	Rețeaua hidrometrică a apelor subterane	100
2.3	Hidrometria apelor de suprafață (inclusiv lacurile)	101
2.3.1	Hidrometria adâncimilor în râuri şi lacuri	101
2.3.2	Hidrometria nivelurilor	102
2.3.3	Descrierea nivelurilor şi a debitelor	110
2.4	Hidrometria vitezelor în râuri	123
2.4.1	Măsurarea vitezei cu flotori	124
2.4.2	Măsurarea vitezei cu morişca hidrometrică	126
2.4.3	Morişca hidrometrică OTT	129
2.4.4	Morişca hidrometrică Deplhin	130
2.5	Calculul debitelor lichide în râuri cu ajutorul moriştii hidrometrice	134
2.6	Calculul debitului lichid cu ajutorul flotorilor	139
2.7	Sistem „SONICFLOW” de măsurare a debitelor utilizând timpul diferențial de transmitere a undelor ultrasunete	142
2.8	Stație automată de colectare a datelor hidrologice	144
2.9	Regimul debitelor râurilor	145
2.9.1	Exprimarea scurgerii	148

2.9.2 Curba integrală a debitelor..... 151
2.10 Relația debit nivel (Q=f(H)) 156
2.11 Hidrometria valurilor în râuri şi lacuri..... 177
2.12 Hidrometria debitelor solide..... 179
2.13 Măsurarea colmatării lacurilor..... 185
2.13.1 Determinarea prin aproximarea polinomială în două dimensiuni a funcției „f”..... 186
2.13.2 Integrarea numerică a funcției „f” 187
2.14 Hidrometria apelor subterane..... 188
2.14.1 Hidrometria nivelurilor apelor subterane..... 188
2.14.2 Hidrometria vitezei apelor subterane..... 192
2.15 Modernizarea sistemului de măsurare, stocare, transmitere şi diseminare a datelor hidrologice... 193
2.15.1 Cerințe de dezvoltare..... 193
2.15.2 Proiectele LIFE MOSYM şi DESWAT..... 193
2.15.3 Modernizarea sistemului de monitorizare hidrologică..... 194
2.15.4 Dezvoltarea de programe informatice de integrare a datelor hidorlogice..... 195
2.15.5 Stația hidrometrică automată pentru determinarea parametrilor cantitativi şi calitativi ai apei..... 195

3. **BAZELE STATISTICO-MATEMATICE ALE HIDROLOGIEI** 204
3.1 Generalități..... 204
3.2 Variabile aleatoare discrete..... 209
3.2.1 Repartiția unei variabile aleatoare discrete..... 209
3.2.2 Funcția de repartiție a unei variabile discrete (funcția cumulativă a probabilităților) 213
3.2.3 Complementara funcției de repartiție (probabilitatea de depăşire)..... 222
3.2.4 Modul de reprezentare a funcțiilor de repartiție în hidrologie..... 231
3.3 Variabile aleatoare continue..... 234
3.4 Valori tipice ale variabilelor aleatoare..... 242
3.5 Repartiții continue utilizate în hidrologie..... 263
3.6 Variabile aleatoare *n* – dimensionale..... 271
3.6.1 Funcția de repartiție şi densitatea de repartiție a unei variabile aleatoare *n*-dimensionale..... 272
3.6.2 Variabile aleatoare bi-dimensionale..... 276
3.6.3 Reprezentări şi repartiții empirice, bi-dimensionale în hidrologie. Corelații..... 280
3.7 Generarea de valori cronologice..... 291
3.7.1 Evoluția factorilor hidrologici..... 293

4. **NOȚIUNI DE HIDROGEOLOGIE**
4.1. Dinamica apelor subterane. Legea lui Darcy..... 296
4.1.1. Fundamentarea teoretică..... 296
4.1.2. Proprietăți ale rocilor..... 297
4.1.3. Pânze acvifere..... 305
4.1.4. Sarcina hidraulică şi sarcina piezometrică într-un mediu poros..... 309
..
4.1.5. Tipuri de curenți acviferi..... 310

4.1.6. Legea şi experimentul lui Darcy..... 312
.....
4.1.7. Viteza de filtrare şi viteza reală de curgere..... 315
4.1.8. Limitele de valabilitate ale legii lui Darcy..... 316
4.1.9. Generalizări ale legii lui Darcy..... 318
4.2. Dinamica apelor subterane. Ecuaţia de difuzivitate..... 325
4.2.1. Consideraţii teoretice. Tipuri de curgeri..... 325
4.2.2. Mişcarea unui fluid..... 327
4.2.3. Ecuaţiile de bază ale curgerii..... 328

5. **FIZICA ATMOSFERICA**
5.1 Atmosfera..... 336
5.2 Energia radiantă..... 339
5.3 Temperatura aerului..... 346
5.4 Presiunea atmosferică..... 349
5.5 Umiditatea aerului..... 356
5.6 Precipitaţiile atmosferice..... 357
5.7 Vântul..... 371
5.8 Modernizarea sistemului naţional de meteorologie..... 376
5.8.1 Sistemul meteorologic naţional integrat (S.I.M.I.N.) 376
5.8.2 Reţeaua naţională de măsurători meteorologice..... 377
5.8.3 Staţia meteorologică automată MAWS 301..... 381

Bibliografie..... 391

INTRODUCERE

Denumirea de „*hidrologie*” derivă din cuvintele greceşti *hydor=apă* şi *logos=ştiinţă* şi semnifică ştiinţa despre apă.

Hidrologia este ştiinţa apelor pământului, a formării, răspândirii şi circulaţiei lor, a interacţiunii lor cu mediul înconjurător, inclusiv legătura cu lumea vie. Pentru această definiţie unii autori folosesc termenii de hidrologie generală sau hidrologie globală.

Hidrologia poate fi considerată o disciplină ştiinţifică prin faptul că are un obiectiv precis de cercetare şi anume „*resursele de apă*”, metode specifice de investigare, iar rezultatele cercetărilor proprii sunt cerute de practică.

Având la bază criteriul „*existenţa diverselor categorii de ape pe globul pământesc*” s-au definit o serie de ştiinţe hidrologice şi anume:

1. Hidrologia uscatului sau hidrologia continentală - ştiinţa care studiază procese ce guvernează fluctuaţiile resurselor de apă din regiunile de uscat ale Terrei, considerând diferitele faze ale circuitului apei în natură;
2. Oceanografia sau oceanologia, studiază aspecte legate de mări şi oceane şi include ramurile care tratează: topografia coastelor şi relieful fundului mărilor şi oceanelor, fizica, chimia şi biologia apelor, tipurile de curenţi ş.a.;
3. Hidrogeologia termen sinonim cu hidrologia subterană, care studiază apele subterane şi în special răspândirea lor în spaţiu. Hidrologia subterană, definită ca ramură a hidrologiei, studiază apele subterane şi în special scurgerea lor, ţinând seama de condiţiile geologice;
4. Hidrometeorologia (Fizica atmosferică) se ocupă cu studiul apelor din atmosferă până în momentul căderii pe pământ şi cu interacţiunea lor cu factorii condiţionali ca: temperatura, umiditatea, vântul, evaporaţia ş.a.;
5. Criologia şi glaciologia. Criologia este o ştiinţă fizică şi se ocupă cu studiul apei solide sub toate formele. Glaciologia studiază proprietăţile şi răspândirea gheţii în natură, mai ales sub formă de gheţari.

După „*metodele de bază folosite în analiza şi definirea proceselor hidrologice*”, hidrologia se împarte în:

1. Hidrologia dinamică (deterministă, parametrică, analitică), care reprezintă metoda ştiinţifică de analiză a proceselor hidrologice cu ajutorul legăturilor deterministe în vederea studierii răspunsurilor sistemelor hidrologice.
2. Hidrologia statistică sau hidrologia stohastică, care este ştiinţa ce se ocupă cu descrierea şi analiza proceselor hidrologice, folosind metodele teoriei probabilităţilor şi statisticii matematice.

În raport cu „*metodele de lucru*" se pot enumera o serie de ştiinţe hidrologice, care după diverşi autori sunt considerate chiar părţi ale hidrologiei, astfel:
1. Hidrografia, este ştiinţa care se ocupă cu studiul şi descrierea tuturor întinderilor de apă: oceane, mări, râuri, lacuri. În zona continentală, ea are ca scop studiul mediului în care se formează resursele de apă de suprafaţă şi subterane şi în care au loc procesele hidrologice, studiind în principal bazinul şi reţeaua hidrografică.
2. Hidrometria, este ştiinţa care se ocupă cu efectuarea observaţiilor, măsurătorilor şi analiza elementelor caracteristice regimului apelor, incluzând metode, tehnici şi instalaţii (aparate) folosite pentru culegerea datelor; o ramură aparte a hidrometriei este hidrometria de exploatare a folosinţelor de apă pentru a se cunoaşte influenţa lor asupra regimului natural şi pentru optimizarea consumurilor de apă; hidrometria urmăreşte deci, crearea unui sistem informaţional hidrologic adecvat cerinţelor.
3. Hidrometeorologia (Fizica atmosferică), este partea aplicată a meteorologiei la calculele hidrologice; în acest sens, ea tratează condiţiile de formare a precipitaţiilor şi evaluarea lor, studiul factorilor care favorizează evaporaţia şi regimul de iarnă; generalizează şi interpretează factorii climatologici prin prisma formării scurgerii de suprafaţă; prezintă sistemul de colectare, prelucrare şi transmitere a datelor climatologice.
4. Calculele hidrologice (Bazele statistico-matematice ale hidrologiei), se referă atât la aspectul genetic, cât şi la cel statistic; acestea pun la dispoziţie pentru cei interesaţi, parametrii resurselor de apă necesari pentru dimensionarea şi verificarea lucrărilor; tot aici se prelucrează şi datele privind transportul aluvionar.
5. Prognozele hidrologice, se ocupă de metodele pentru prevederea cu anticipaţie a regimului hidrologic, în special pentru exploatarea eficientă a lucrărilor hidrotehnice şi pentru luarea din timp a măsurilor de prevenire a pagubelor pe care le pot provoca apele în exces sau în deficit.

Ţinând seama de „*obiectele de studiu*", hidrologia uscatului se împarte în următoarele ramuri:
a) Hidrologia de suprafaţă sau hidrologia versanţilor, care studiază procesele de la suprafaţa uscatului şi în special scurgerea de suprafaţă;

b) Hidrologia râurilor sau potamologia, care se ocupă cu studiul cursurilor de apă;
c) Hidrologia lacurilor sau limnologia, care studiază procesele fizice, biologice şi hidrologice, privind lacurile naturale şi artificiale, în strânsă legătură cu mediul ambiant;
d) Hidrologia zonelor aride, definită ca ştiinţa care studiază interacţiunea dintre climatul arid şi ap[illegible].

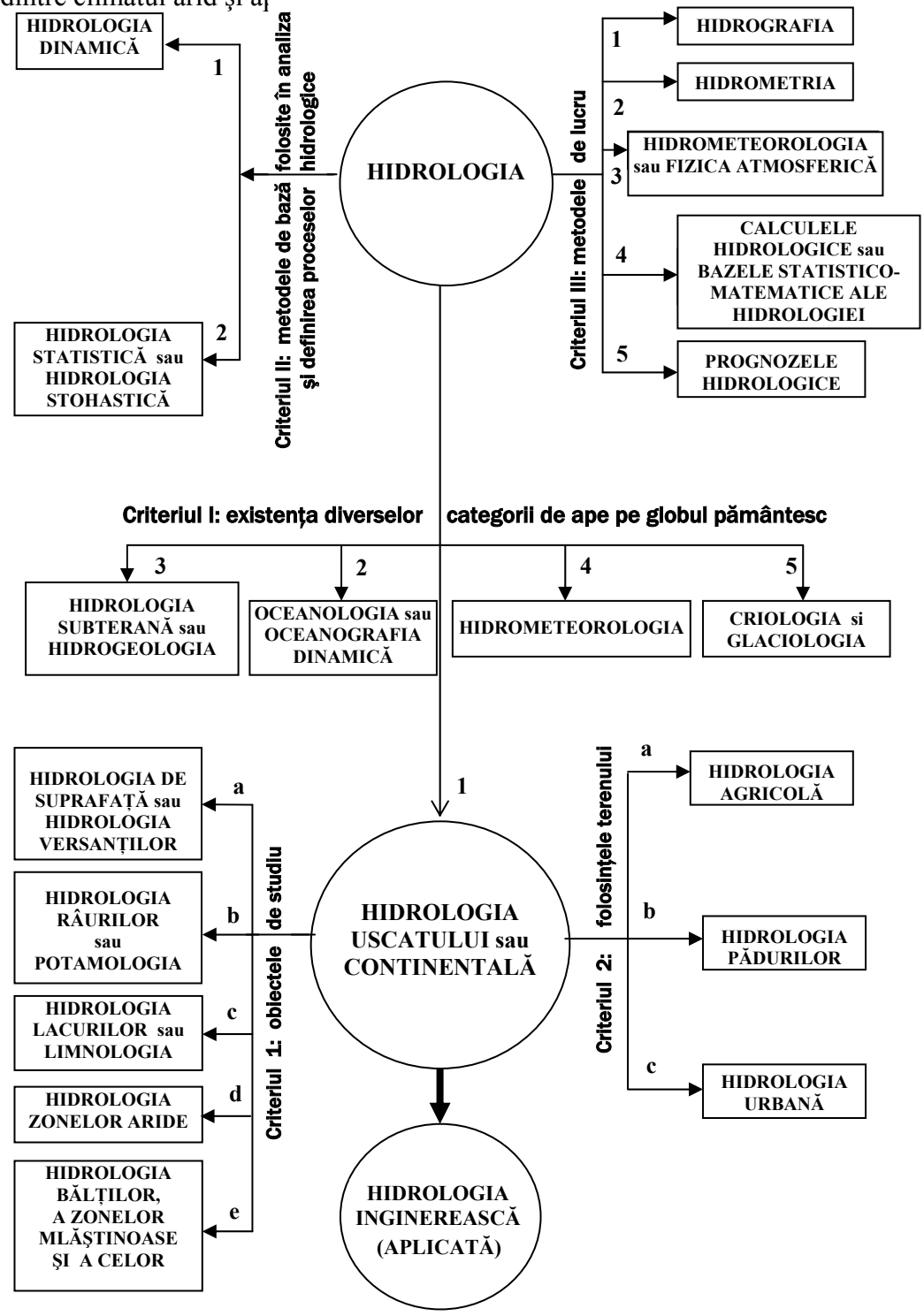


Figura 1 Organigrama hidrologiei

e) Hidrologia bălţilor, a zonelor mlăştinoase şi a celor carstice, termeni ce se autodefinesc.

După „*folosinţele terenului*”, hidrologia uscatului, se împarte în:

a)Hidrologia agricolă, care studiază procesele hidrologice necesare aplicării lucrărilor hidroameliorative pe teritoriul agricol;

b)Hidrologia pădurilor, care se ocupă de raportul dintre procesele hidrologice şi vegetaţia lemnoasă;

c)Hidrologia urbană, care studiază procesele hidrologice de pe suprafeţele ocupate de centrele populate.

Pentru reţinerea cu uşurinţă a părţilor componente ale hidrologiei, se prezintă organigrama din figura 1 [Giurma I., ş.a. 1987].

În lucrare se tratează toate acele ramuri şi părţi ale hidrologiei care se referă atât la modalităţile şi tehnicile de folosire a hidrologiei, la valorificarea resurselor de apă, la dezvoltarea amenajărilor şi pentru fundamentarea proiectării, execuţiei şi exploatării lucrărilor hidrotehnice (noduri hidroenergetice, hidroamelioraţii, construcţii care traversează cursurile de apă, alimentări cu apă, transporturi pe apă etc.), cât şi la studierea impactului acestor lucrări asupra mediului înconjurător, definind astfel hidrologia aplicată sau hidrologia inginerească.

Ca metodă de cercetare, hidrologia inginerească foloseşte pe larg măsurătorile hidrometeorologice înregistrate la o vastă reţea de staţii dotate cu aparatură clasică şi modernă (bazată pe senzori). În ultimul timp foloseşte imagini aeriene prelucrate sub forma unor sisteme informaţionale geografice (GIS).

1. HIDROGRAFIA

Hidrografia este acea parte a hidrologiei care se ocupă cu descrierea mediului în care se formează resursele de apă de suprafață şi subterane, unde se desfăşoară procesele hidrologice.

În acest sens se cercetează în primul rând circulația şi bilanțul apei în natură, urmărind descrierea bazinelor şi a rețelelor hidrografice; acestea sunt caracterizate prin parametrii lor, care furnizează datele de bază pentru cunoaşterea proceselor hidrologice şi efectuarea măsurătorilor şi calculelor necesare în exprimarea scurgerii lichide şi solide.

1.1.CIRCULAȚIA APEI ÎN NATURĂ

În natură apa este elementul cel mai răspândit şi cel mai mobil şi deține un rol foarte important în toate procesele fizice, chimice şi biologice, condiționând existența vieții, precum şi dezvoltarea economică şi socială a unei zone.

Din suprafața globului terestru de circa 510 milioane km^2, uscatului îi revin numai 149 mil. km^2 (29,2 %), iar oceanului planetar 361 mil. km^2 (70,8 %). Pe suprafața Terrei se află un volum de apă de circa 2,0 mld. km^3 din care cca. 1,369 mld. km^3 în oceanul planetar. Volumul total al apelor uscatului reprezintă 751.200 km^3 din care 750.000 km^3 în bazinele lacurilor, iar rezerva apei din albiile râurilor este de numai 1200 km^3. Volumul anual al scurgerii apei râurilor este aproximativ de 35.000 km^3.

Circulația apei în natură este un proces complex, care implică o serie de alte procese: evaporație, condensare, precipitații, scurgere superficială, infiltrație, scurgere subterană etc., ce fac ca în drumul ei, apa să treacă de la o stare de agregare la alta. Această circulație condiționează scurgerea pe suprafața uscatului (apele curgătoare îşi au originea în precipitațiile atmosferice), contribuie în mare măsură la formarea rezervelor subterane de apă şi tot odată asigură apă în sol necesară vegetației. Fără existența circulației apei în natură, n-ar exista precipitații şi astfel, viața nu ar fi posibilă.

1.1.1. CIRCUITUL HIDROLOGIC GLOBAL

Circulația apei în natură se încadrează într-un circuit închis continuu numit circuitul hidrologic global la care participă o parte din apa din atmosferă, din hidrosferă şi din litosferă.

Pentru înțelegerea acestuia, se prezintă în figura 1.1 o schemă în care sunt redate modul de circulație al apei şi procentele din volumul total anual al circulației aferente diferitelor spații.

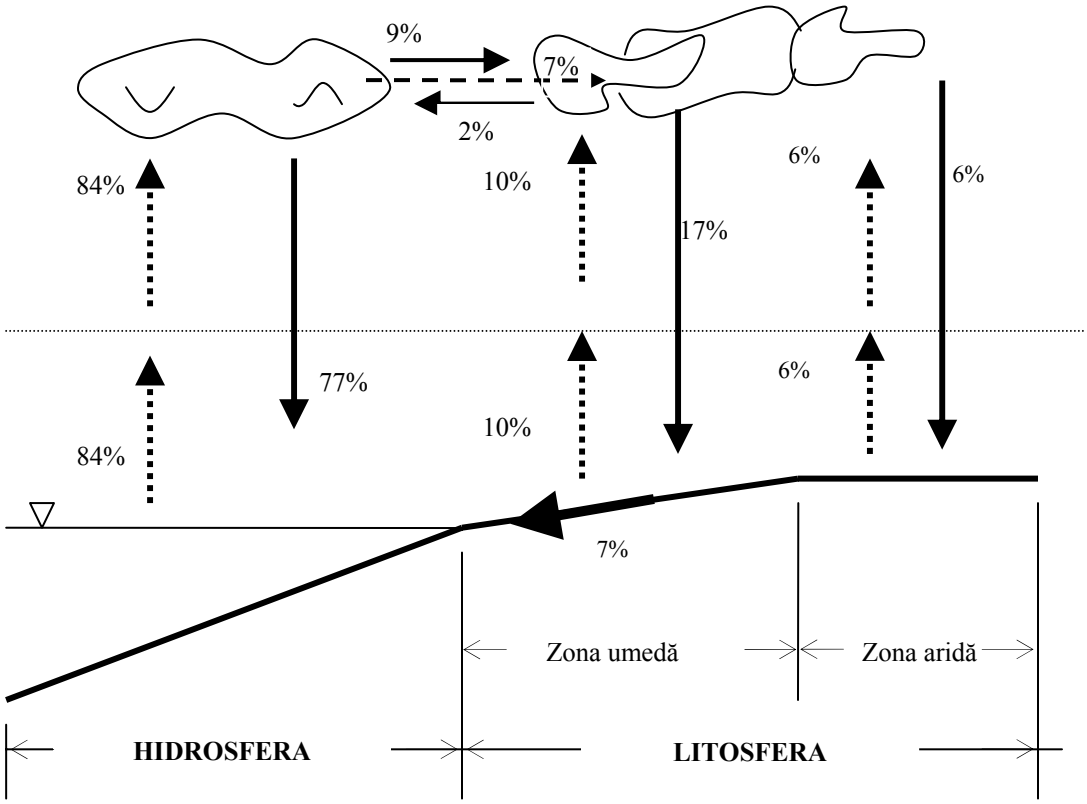


Figura 1.1 Circuitul apei în natură

Sub acțiunea energiei solare se evaporă mari cantități de apă din spațiul hidrosferei (84 %), al litosferei - zona umedă (10 %) şi litosferei - zona aridă (6 %). Curenții de aer, cu direcția hidrosferă-litosferă, transportă 9 % din vapori, iar cei cu direcția inversă numai 2 %. Rezultă un surplus de vapori în spațiul litosferei de 7 %.

Vaporii de apă în anumite condiții de temperatură şi presiune se condensează şi datorită gravitației cad sub formă de precipitații repartizate astfel: 77 % în spațiul hidrosferei, 17 % în spațiul litosferei umede şi 6 % în

spațiul litosferei aride. În spațiul hidrosferei, precipitațiile (77 %) sunt mai mici decât evaporările (84 %), iar în spațiul litosferei, precipitațiile (23 %) sunt mai mari decât evaporările (16 %).

În spațiul litosferei o parte din apele căzute se concentrează, formând şiroaie, ogaşe, ravene, pâraie, râuri şi fluvii care se varsă în cele din urmă în mări şi oceane. Altă parte se infiltrează şi alimentează curenții subterani, ieşind după un timp la suprafață sub formă de izvoare, care constituie surse de alimentare ale apelor curgătoare, care ajung, în final, în mări şi oceane, dar parcurg un drum mai lung.

Din cele prezentate, rezultă evident egalitatea existentă între volumul de apă transportat sub formă de vapori din direcția hidrosferă-litosferă şi volumul de apă transportat din direcția litosferă-hidrosferă, care demonstrează că circuitul hidrologic global este un circuit închis continuu.

1.1.2. APELE SUBTERANE ÎN CADRUL CIRCUITULUI APEI ÎN NATURĂ

Sistemul acvifer este considerat integrat în circuitul global al apei în natură.

Considerând circuitul global al apei în natură ((1) în figura 1.2 b), care poate fi privit ca o compunere a două subcircuite, cel oceanic (2) şi cel continental (3), se observă că o parte din precipitații cad pe sol sau sunt interceptate de vegetația solului, o parte se evaporă imediat (prin evaporație sau evapotranspirație), o parte se scurg pe suprafața solului şi o altă parte pătrund în sol (prin infiltrație), dând naştere procesului de scurgere subterană (figura 1.2 a) [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

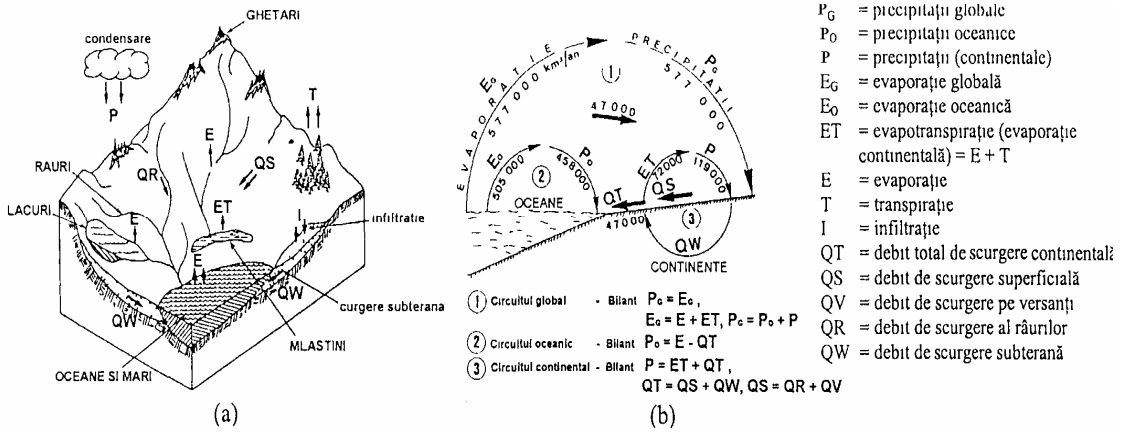


Figura 1.2 Reprezentare schematică a circuitului apei în natură: a) principalele componente ale circuitului hidrologic; b) bilanțul volumelor de apă anuale (în km^3/an) [după Banton O., 1997 şi Castany G., 1998]

Această ultimă cantitate de apă reprezintă de fapt sursa principală de alimentare a apelor subterane. Procesul de infiltrație reîmprospătează în permanență rezervele de apă subterană şi alimentează, prin circuitul său în acvifere, debitul de scurgere subterană, care la rândul său alimentează apele de suprafață (izvoarele şi cursurile de apă). Circuitul apei este strâns legat de circuitul energiei şi de cel al transportului substanțelor minerale [Giurma C.R., 2003].

1.1.3. BILANȚUL APEI

Analiza debitelor aporturilor şi debitelor scurgerilor în/din sistem se numeşte bilanț hidrologic (bilanț hidric/bilanț al apei).

Ecuația generală a bilanțului unui sistem hidrologic se poate exprima astfel (bilanț al debitelor):

$$(I) - (O) = \Delta S \qquad (1.1)$$

unde: ***I*** reprezintă intrările în sistemul hidrologic (aporturi, afluxuri); ***O***, ieşirile din sistem (pierderi, efluxuri); ***ΔS***, variația stocurilor (rezervelor) de apă din sistemul hidrologic pentru o perioadă relativ scurtă de timp, ***Δt*** (de exemplu un an). Pentru perioade mari de timp (număr mare de ani), variația stocurilor (suma variațiilor anuale) tinde către zero.

În particular, pentru un bazin hidrografic (I) = P, (O) = ET+QS, iar ecuația bilanțului se rescrie astfel:

$$P - ET - QS = \Delta S_1 \qquad (1.2)$$

unde: ***P*** sunt precipitațiile; ***ET***, evapotranspirația (ET=E+T; ***E***, evaporația din lacuri şi râuri; ***T***, transpirația din vegetație); ***QS***, scurgerea de suprafață la ieşirea din sistem (QS=QR+QV; ***QR*** este scurgerea pe rețeaua hidrografică; ***QV***, scurgerea pe versanți); $\boldsymbol{\Delta S_1}$ este variația stocurilor (rezervelor) din bazinul hidrografic.

Pentru stabilirea bilanțului hidrogeologic al unui rezervor de apă subterană (I) = I = ΔS_1, (O) = QW, iar ecuația (1.1) se poate rescrie astfel [Banton O., Bangoy L., 1997]:

$$I-QW = \Delta S_2 \qquad (1.3)$$

unde: ***I*** este infiltrația apei (I=IS+IR; ***IS***, infiltrația apei provenită de la suprafața solului; ***IR***, infiltrația apei din rețeaua hidrografică); ***QW***, scurgerea subterană la ieşirea din sistem (QW=QB+QH; ***QB***, scurgerea subterană de bază preponderent orizontală; ***QH***, scurgerea care alimentează rețeaua hidrografică preponderent verticală); $\boldsymbol{\Delta S_2}$, variația stocurilor (rezervelor) din bazinul hidrogeologic.

Termenii bilanţurilor anterioare au semnificaţia unor debite. În practică, în ecuaţia bilanţului (1.2) se consideră evapotranspiraţia reală (***ETR***), iar diferenţa dintre precipitaţii şi evapotranspiraţia reală poartă numele de precipitaţii efective (PE = P - ETR). Pentru ecuaţia bilanţului (1.3) se consideră infiltraţia efectivă (***IE***) (în locul infiltraţiei globale ***I***), care alimentează efectiv pânza subterană (IE = I – R; ***R*** este retenţia apei prin rădăcinile plantelor etc.).

Pentru perioade de timp îndelungate, variaţiile stocurilor pot fi considerate nule (ecuaţiile simplificându-se astfel), însă pentru perioadele scurte de timp, aceste variaţii pot fi importante, îndeosebi raportate la ordinul de mărime al celorlalţi termeni, trebuind astfel cuantificate. Mai mult, aceste variaţii pot fi cauzate uneori de factorul uman, prin activităţi ca alimentări (extracţii/injecţii) cu apă de suprafaţă sau subterană, irigaţii etc. Pentru efectuarea unui bilanţ hidrologic cât mai reprezentativ, este extrem de importantă buna alegere a perioadei de timp şi a domeniului pentru care vor fi efectuate calculele. O astfel de abordare neglijează totuşi dinamica schimburilor interne din sistem şi necesită de altfel un domeniu de studiu bine delimitat, pe limitele căruia pot fi clar stabilite intrările şi ieşirile din sistem. Aceste condiţii sunt însă foarte rar îndeplinite (greu de identificat) în mediul subteran, conceptul însuşi de bazin hidrogeologic fiind dificil de aplicat. Pentru efectuarea studiilor hidrogeologice este necesară alegerea unor domenii şi perioade de timp accesibile observaţiilor, experimentărilor şi măsurătorilor (delimitarea convenţională spaţială şi temporală), ceea ce conduce la identificarea a trei sisteme hidrologice: *bazin hidrografic (de suprafaţă/versant)*, *bazin subteran (hidrogeologic)* şi *acvifer* [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

Analizată mai general, variaţia rezervelor de apă $\pm\Delta W$ stabilită prin diferenţa dintre cantitatea de apă intrată ***I*** şi ieşită ***E*** dintr-un domeniu de control într-un interval de timp determinat, reprezintă bilanţul apei şi este dat de ecuaţia generală:

$$\pm\Delta W = I - E \qquad (1.4)$$

Semnul pozitiv sau negativ corespunde creşterii, respectiv scăderii rezervelor de apă ale domeniului analizat în acel interval de timp.

Bilanţul apei prezintă importanţă pentru domenii foarte variate cum sunt: un bazin hidrografic, un lac de acumulare artificial sau natural, un sector de râu, un teren agricol oarecare, stratul de zăpadă dintr-un perimetru dat, evaluarea volumului de apă imobilizat la formarea podului de gheaţă etc.

Pentru analiza bilanțului apei pe o perioadă de un an cu referire la întregul glob pământesc, sunt necesare următoarele elemente:

-z_m, cantitatea de apă medie anuală evaporată de pe suprafața mărilor şi oceanelor (din spațiul hidrosferei);

-z_u, cantitatea de apă medie anuală evaporată de pe suprafața uscatului (din spațiul litosferei);

-x_m, precipitațiile medii anuale căzute pe suprafața mărilor şi oceanelor;

-x_u, precipitațiile medii anuale căzute pe suprafața uscatului;

-*Y*, cantitatea de apă medie anuală pe care o transportă râurile în mări şi oceane, egală cu surplusul de vapori de apă ajunşi în păturile superioare ale litosferei.

Pentru fiecare spațiu există următoarele relații de bilanț:

$$\begin{aligned} &\textit{hidrosferă} \quad z_m = x_m + Y \\ &\textit{litosferă} \quad z_u = x_u - Y \end{aligned} \tag{1.5}$$

Adunând aceste ecuații se obține pentru hidrosferă şi litosferă:

$$z_m + z_u = x_u + x_m \tag{1.6}$$

adică, cantitatea totală de apă evaporată este egală cu cantitatea totală de precipitații căzute.

Pentru analiza bilanțului apei pe o perioadă dată şi dacă ne referim la o zonă oarecare de uscat, sunt necesare următoarele cantități de apă care pot intra, respectiv ieşi din zona studiată într-un timp stabilit:

- **cantități intrate**

X, apa din precipitații;

Z_1, apa din condensarea vaporilor din atmosferă în sol şi pe suprafața lui;

S_i, apa din teritoriile vecine pe cale subterană;

Y_i, apa din zonele vecine prin scurgere la suprafață.

- **cantități ieşite**

Z_2, apa din evaporația de la suprafața solului, a apei, a zăpezii şi prin transpirația plantelor;

S_e, apa care se deplasează către teritoriile vecine pe cale subterană;

Y_e, apa care se deplasează către zonele vecine prin scurgere la suprafață.

În perioada de timp considerată, rezervele de apă ale zonei studiate variază cu cantitatea ±***ΔU***. Astfel, bilanțul apei este dat de ecuația generală:

$$X + Z_1 + S_i + Y_i = Z_2 + S_e + Y_e \pm \Delta U \tag{1.7}$$

Luând ca domeniu de aplicare al acestei ecuații bazinul hidrografic al unui curs de apă, se pot constata următoarele aspecte particulare:
- cu cât bazinul hidrografic este mai mare, aportul şi pierderea de apă pe cale subterană sunt cu atât mai mici în raport cu celelalte cantități şi pot fi neglijate;
- aportul din teritoriile vecine prin scurgere de suprafață este nul, datorită condițiilor naturale existente în bazinul hidrografic;
- Z_1 este foarte mic în raport cu Z_2 pentru majoritatea condițiilor.

Ținând seama de aceste aspecte, se consideră că Y_e reprezintă scurgerea de apă a râului şi o notăm cu Y, iar $Z_2 - Z_1$ reprezintă evaporația globală pe bazin şi o notăm cu Z.

Rezultă deci ecuația de bilanț pentru un bazin hidrografic întins, valabilă pe orice perioadă:

$$X = Y + Z \pm \Delta U \qquad (1.8)$$

Dacă perioada la care ne referim este un an atunci rezerva $\pm\Delta U$ este dată de domeniul apelor subterane, iar dacă această perioadă cuprinde mai mulți ani, atunci variațiile rezervelor de ape subterane se compensează de-a lungul anilor (suma algebrică a lor este apropiată de zero) şi rezultă $\pm\Delta U \cong 0$. Deci, ecuația de bilanț pentru un bazin hidrografic întins pe o perioadă îndelungată (mai mulți ani) are forma:

$$X = Y + Z \qquad (1.9)$$

Dacă se împart ambii membri ai ecuației prin X rezultă:

$$1 = \frac{Y}{X} + \frac{Z}{X} \qquad (1.10)$$

unde: $\frac{Y}{X} = \eta$ este coeficientul de scurgere şi $\frac{Z}{X} = \alpha$ este coeficientul de evaporație.

Pentru condițiile concrete ale unei zone, bilanțul apei pe bazine hidrografice pentru perioade lungi de timp este caracterizat prin tipuri de bilanț în funcție de X, η şi α.

Bilanțul apei în natură are o importanță practică deosebită, fiind recomandat ca metodă de bază în evaluarea resurselor de apă.

1.2.BAZINUL HIDROGRAFIC

A. GENERALITĂȚI

În natură se pot identifica trei sisteme hidrologice: bazin hidrografic (superficial/de suprafață/versant), bazin subteran (hidrogeologic) şi acvifer (figura 1.3 a,b) [Giurma C.R., 2003]. Fiecărui sistem hidrologic îi corespunde o fracțiune a circuitului global al apei, un tip de bilanț şi o categorie de resurse. În caracterizarea unui sistem hidrologic trebuie cunoscute rezervele (volumele) de apă ale acestuia, dinamica lor naturală sau potențială, precum şi posibilitățile acestor rezerve de a se reîmprospăta. Această caracterizare necesită cunoaşterea proprietăților fizice şi hidrodinamice ale mediilor sistemelor, precum şi cunoaşterea structurii acestora şi raporturilor lor cu mediile/sistemele învecinate.

Bazinul hidrografic este circumscris prin cumpăna apelor (care delimitează bazinul versant al unui curs de apă şi al rețelei sale hidrografice) (figura 1.3 a,b).

Bazinul hidrogeologic este porțiunea din spațiul subteran corespunzătoare bazinului hidrografic, adică domeniul apelor subterane care corespunde în general unui bazin sedimentar ale cărui limite sunt impuse de structura sa hidrogeologică (figura 1.3 a,b). Acviferul (identificabil geologic) este unitatea domeniului de studiu al apelor subterane. Bazinul hidrogeologic este constituit dintr-unul sau mai multe acvifere. Termenul de acvifer provine din latină (aqua = apă, ferre = a purta), având semnificațiile: "*care poartă apă*", sau cu sens fizic, "*care transportă/transferă apă*". Diferitele materiale (structuri) geologice, pentru a fi considerate ca materiale acvifer, trebuie să conțină apă şi să aibă capacitatea de a transporta sau permite transferul apei (prin sol şi subsol).

În practică, în cazul mediilor geologice simple sau al bazinelor mari, limitele bazinului hidrografic (de suprafață) se consideră, de obicei, aproximativ identice cu cele ale bazinului subteran (figura 1.3 a,c). Bazinul schematizat în figura 1.3 (a,b,c) prezintă acest caz idealizat, în care scurgerile superficiale şi scurgerile subterane converg către acelaşi punct de vărsare. În cazul mediilor geologice complexe, sau al unităților geologice mai întinse în plan decât domeniul bazinului de suprafață, delimitarea bazinului subteran poate fi dificilă, conceptul însuşi de bazin versant nemaifiind satisfăcător/aplicabil.

Figura 1.3 (d,e) prezintă două tipuri de dificultăți ce pot apărea în delimitarea unui bazin subteran (în privința direcției de curgere). Structura materialelor geologice poate favoriza local scurgeri pe o direcție opusă scurgerii de suprafață (inducând pe alocuri „*exportarea*" apelor subterane în afara domeniului subiacent bazinului de suprafață) (figura 1.3 d). De asemenea, un sistem hidrogeologic regional poate funcționa independent de topografia domeniului de suprafață şi induce un bazin hidrogeologic mult mai larg decât bazinele versante de suprafață asociate (figura 1.3 e).

Într-un sistem hidrologic delimitat în spațiu și în timp (pe o perioadă specificată) este posibilă stabilirea unui bilanț al intrărilor și ieșirilor din sistem, al schimburilor dintre diferite componente hidrologice.

Deci, prin bazin hidrografic, bazin de recepție sau bazin colector, se înțelege teritoriul de pe care își colectează apele un obiect acvatic (râu, lac, mare etc.). În practică se întâlnesc bazine superficiale și subterane [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

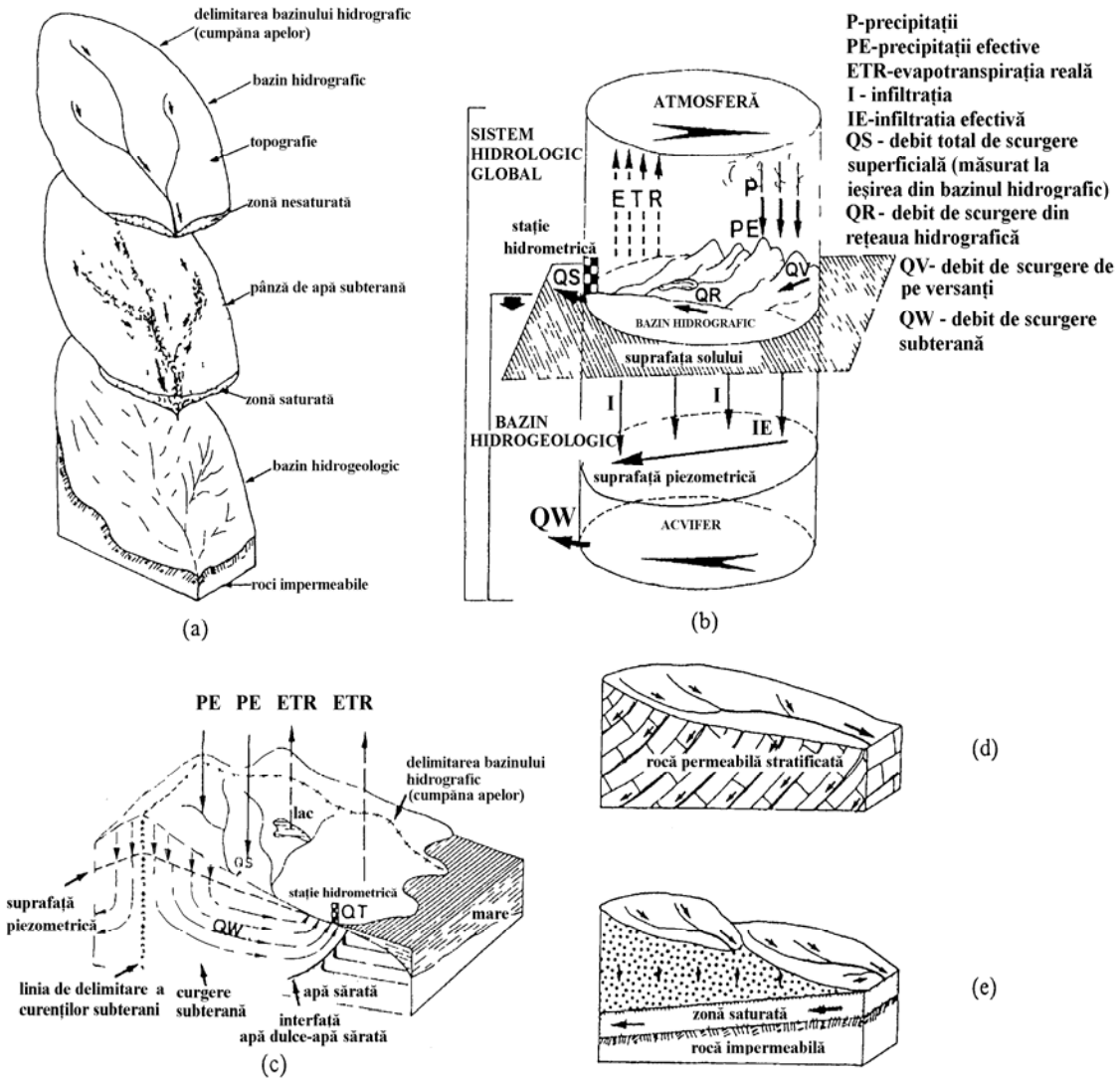


Figura 1.3 (a,b) Sisteme hidrologice: bazin hidrografic, bazin hidrogeologic, acvifer; (c) limite ale bazinelor hidrologic și hidrogeologic; (d), (e) exemple de bazine versante și subterane disjuncte [adaptare după Banton O., 1997 și Castany G., 1998]

Bazinele superficiale sunt delimitate prin liniile de cumpănă a apelor de suprafață care unesc punctele de pe suprafața teritoriului din care apa în exces, rezultată din precipitațiile atmosferice, se scurge gravitațional, fie spre obiectul acvatic care interesează, fie spre obiectele acvatice vecine.

Bazinele subterane determină mărimea alimentării obiectelor acvatice din apele subterane. S-a constatat că limitele bazinelor superficiale şi subterane nu coincid în majoritatea cazurilor (figura 1.4.).

Pentru aceleaşi obiecte acvatice, diferențele care apar între bazinele superficiale şi cele subterane prezintă importanță practică îndeosebi în cazul întinderilor relativ mici şi înregistrează o scădere proporțională cu mărimea bazinelor.

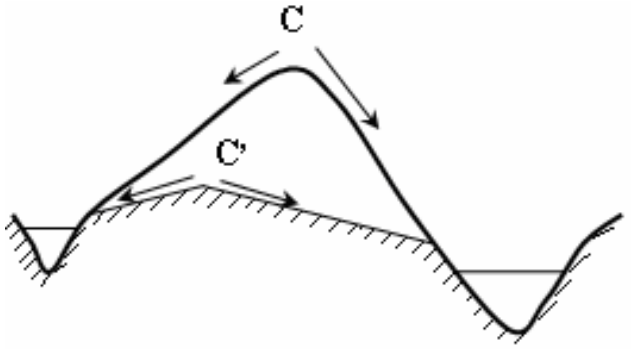


Figura 1.4 Limitele diferite ale bazinelor: superficial şi subteran

La determinarea limitelor bazinelor subterane apar dificultăți mari, care pot fi soluționate numai prin studii laborioase de teren şi drept urmare se stabilesc numai în cazurile de importanță deosebită (în zonele de carst pentru cunoaşterea debitelor minime etc.).

Limitele unui bazin se pot modifica fie pe cale naturală, prin acțiunea continuă a factorilor fizico-geografici care pot avea ca rezultat captarea unui râu de către altul, prin adâncirea albiei şi înaintarea ei către culme (dezvoltarea profilurilor longitudinale), fie datorită activității omului, prin realizarea de construcții hidrotehnice care să conducă apa, parțial sau chiar total, dintr-un bazin în altul.

Caracterizarea unui bazin pentru a fi cât mai completă trebuie să se refere atât la caracteristicile geometrice (elementele definitorii ale bazinului), cât şi la caracteristicile fizico-geografice principale.

B. ELEMENTELE DEFINITORII ALE BAZINULUI HIDROGRAFIC

Bazinul hidrografic, bazinul de recepție sau bazinul colector, al unei rețele hidrografice, reprezintă suprafața teritoriului de pe care apele rezultate din precipitații şi cele subterane se scurg şi pătrund în ramificațiile rețelei.

În spațiul bazinului hidrografic au loc toate procesele fizice, care determină scurgerile hidrologice, de aici decurgând şi importanța sa în studiile hidrologice. Suprafața şi subteranul bazinului hidrografic sunt elementele care influențează distribuția precipitațiilor atmosferice în parametrii caracteristici circuitului hidrologic.

Limita bazinului hidrografic se trasează pe planurile de situație în funcție de relieful reprezentat prin curbele de nivel şi este determinată de cumpăna apelor sau perimetrul bazinului hidrografic; acesta se poate defini ca locul geometric al punctelor de pe care apa rezultată din precipitațiile atmosferice se scurge gravitațional spre rețeaua hidrografică a bazinului.

Cumpăna apelor unui bazin hidrografic, trecând prin punctele cele mai înalte (culmi de munți, coline, dealuri) aparține şi bazinelor învecinate.

La un curs de apă se poate stabili bazinul hidrografic corespunzător profilului de închidere (secțiunea de vărsare), cât şi cel corespunzător unui profil oarecare de pe cursul respectiv, în care poate exista un post hidrometric, o confluență, o captare de apă, o derivație, un lac de acumulare etc. [Giurma I., ş.a., 1980; Giurma I., Crăciun I., Giurma C.R., 2001].

a. Delimitarea bazinului hidrografic, a subbazinelor şi a zonelor interbazinale

Delimitarea bazinului hidrografic se face pe hărți la scară adecvată pentru ca prin planimetrare să nu se obțină erori mai mari de 2 %. Sunt preferabile hărțile la scara 1:100000, 1:50000 sau 1:25000 pentru suprafețe mici.

În anumite situații pentru trasarea cumpenei apelor, adică a punctelor de unde apa de suprafață se colectează de către rețeaua cursurilor de apă a bazinului dat, se pot face corecturi utilizând hărți pe care sunt trasate curbele izohipse. În figura 1.5 se indică procedeul de delimitare a bazinului hidrografic, prin trasarea cumpenei apelor, iar în figura 1.6 se prezintă o situație în care bazinul hidrografic diferă față de cel delimitat topografic [Podani M., ş.a., 2000].

Linia cumpenei apelor delimitează prin proiecția orizontală suprafața bazinului hidrografic.

După modul cum se realizează transportul apelor de scurgere dintr-un bazin hidrografic în albia cursului principal, se stabilesc două categorii de zone şi anume (figura 1.7) [Giurma I., ş.a., 1997]:

- subbazine hidrografice, de pe care scurgerea este transportată concentrat prin intermediul unei rețele secundare de scurgere (afluenți) în cursul principal;

- zone interbazinale, de pe care transportul scurgerii se realizează pe întreaga lungime a frontului de contact dintre zone şi cursul principal de apă.

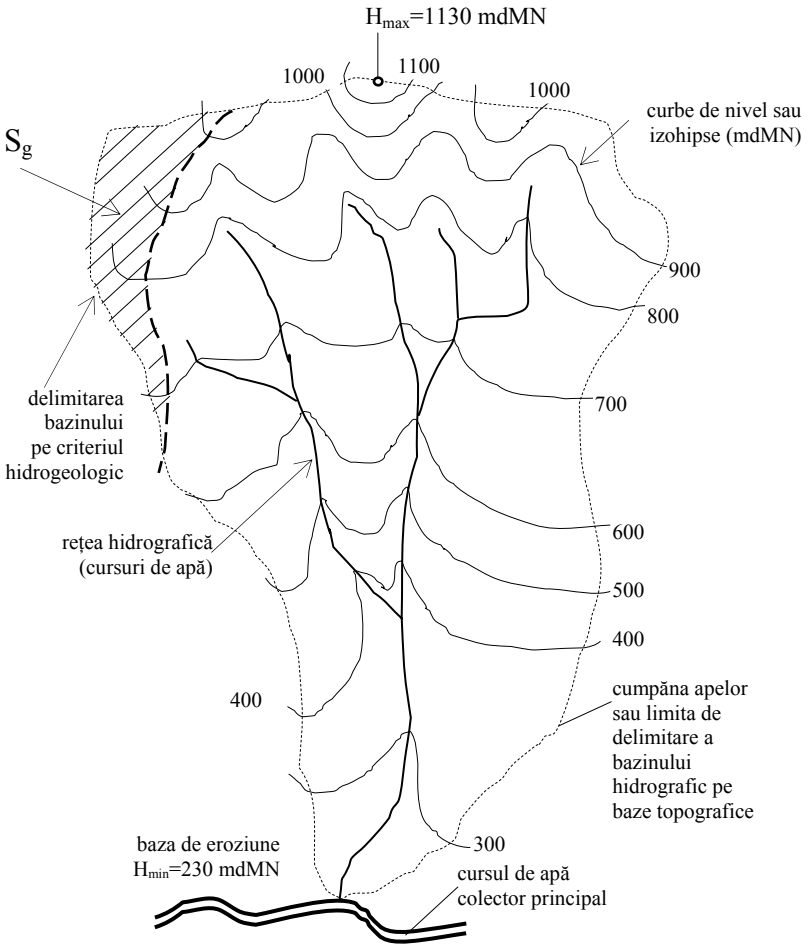


Figura 1.5 Delimitarea bazinului hidrografic

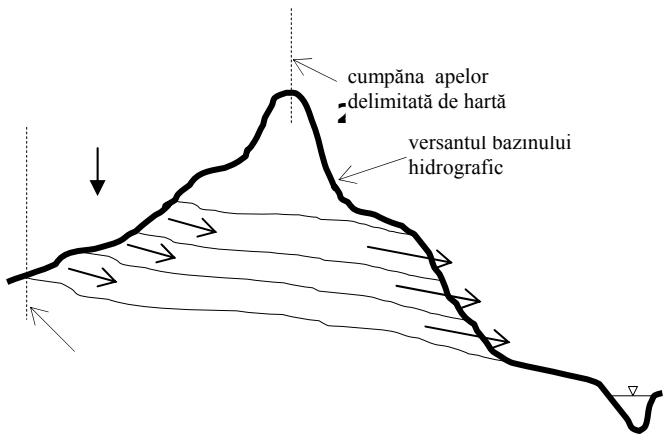


Figura 1.6 Situația în care bazinului hidrografic
diferă de bazinul delimitat topografic

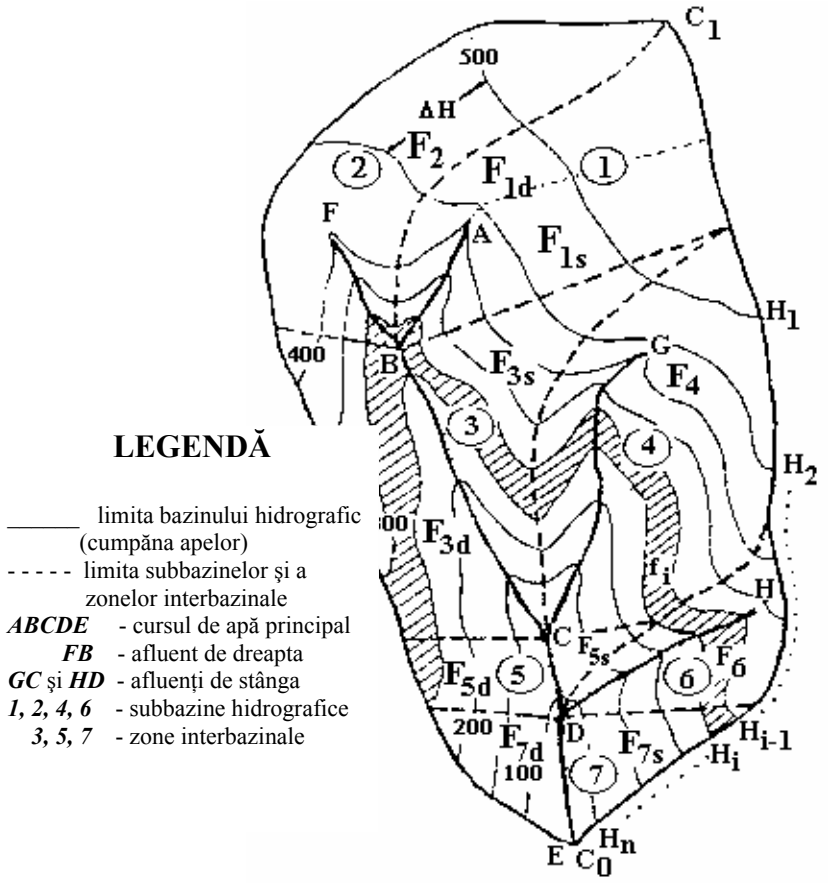


Figura 1.7 Delimitarea pentru un bazin hidrografic
a subbazinelor şi a zonelor interbazinale

b. Suprafața bazinului hidrografic

După trasarea cumpenei apelor se trece la planimetrarea suprafeței conturului pe care îl parcurge. Operația se repetă de mai multe ori, iar suprafața se exprimă în km^2 sau hectare. Suprafața planimetrată reprezintă proiecția reliefului pe un plan utilizând un sistem de proiecție, în realitate suprafața bazinului fiind cu atât mai mare cu cât bazinul este mai denivelat. În țara noastră s-a folosit mai mult proiecția cilindrică transversală Gauss-Krüger sau proiecția stereografică pe un plan unic secant 1970. În aceste condiții, relieful muntos se proiectează cu o anumită eroare, suprafața măsurată fiind diferită de cea reală, însă în limita erorilor de măsurare [Podani M., ş.a., 2001].

Astfel,

$$S_{real} = (1 \pm \varepsilon)\, S_{măsurat} \qquad [km^2] \qquad (1.11)$$

unde: $\boldsymbol{\varepsilon}$ este eroarea de proiectare a suprafeței bazinului pe planul de referință; această eroare este practic nulă în zonele de şes şi colinare ajungând la 0,02 în zonele de munte.

În figura 1.5 delimitarea prezentată ține seama şi de aspectele hidrogeologice, suprafața $\boldsymbol{S_g}$ având un aport semnificativ de apă în bazinul hidrografic dat prin scurgere subterană masivă (cum este cazul zonelor de carst) şi atunci bazinul va include şi această suprafață, adică:

$$S_b = S_{topo} + S_g \qquad [km^2] \qquad (1.12)$$

Figura 1.6 justifică acest demers, deoarece în țara noastră se întâlnesc situații de acest fel în bazinele Crişurilor, Someşului şi Arieşului.

În bazinul hidrografic din figura 1.7 se observă că suprafața totală a bazinului $\boldsymbol{F}$ dată în km^2, este împărțită de cursul principal $\boldsymbol{ABCDE}$ în două:
- $\boldsymbol{F_d}$, suprafața bazinului aflată pe dreapta cursului principal;
- $\boldsymbol{F_s}$, suprafața bazinului aflată pe stânga cursului principal.

Pornind de la izvorul $\boldsymbol{A}$ al cursului principal până la confluența din $\boldsymbol{B}$, se determină suprafețele parțiale: $\boldsymbol{F_{1d}}$ pe dreapta şi $\boldsymbol{F_{1s}}$ pe stânga. Suprafața bazinului hidrografic aferentă profilului situat imediat amonte de confluența din $\boldsymbol{B}$ este: $\boldsymbol{F_{1s} + F_{1d}}$. În $\boldsymbol{B}$, intervine pe dreapta cursului principal, afluentul $\boldsymbol{FB}$, cu suprafața subbazinului corespunzător $\boldsymbol{F_2}$.

Suprafața bazinului hidrografic aferentă profilului situat imediat aval de confluența din $\boldsymbol{B}$ este $\boldsymbol{F_{1s}+F_{1d}+F_2}$ şi este repartizată astfel:
- pe dreapta: $\boldsymbol{F_{1d} + F_2}$;

- pe stânga: F_{1s}.

Continuând astfel se obțin valorile suprafețelor pe dreapta şi pe stânga, corespunzătoare diferitelor profile caracteristice de pe traseul cursului principal, precum şi lungimea acestuia ***l***, [km].

În profilul de închidere al bazinului hidrografic rezultă:

$$F_d = F_{1d} + F_2 + F_{3d} + F_{5d} + F_{7d}$$

$$F_s = F_{1s} + F_{3s} + F_4 + F_{5s} + F_6 + F_{7s} \qquad (1.13)$$

$$l = l_{AB} + l_{BC} + l_{CD} + l_{DE}$$

$$F = F_s + F_d$$

Pentru trasarea epurei bazinului se ia un sistem de axe rectangular în care se reprezintă la scări convenabile, pe ordonată, lungimea cursului principal, pe abscisa pozitivă F_s şi pe abscisa negativă F_d.

Pentru bazinul hidrografic din figura 1.7 s-a întocmit epura reprezentată în figura 1.8. Suprafețele pot fi determinate cu ajutorul planimetrului polar, iar lungimile cu ajutorul curbimetrului.

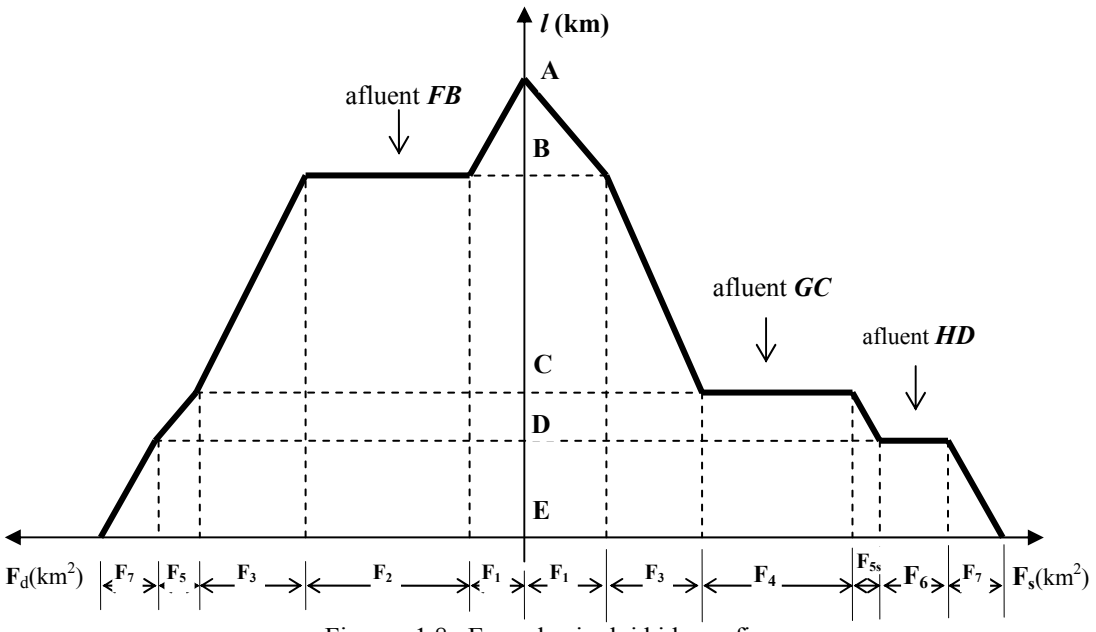


Figura 1.8 Epura bazinului hidrografic

Epura bazinului hidrografic permite determinarea suprafeței de bazin hidrografic aferentă oricărui profil de închidere situat între izvor şi vărsare, profil în care poate exista un post hidrometric sau se proiectează o

lucrare hidrotehnică. Din această epură se observă că suprafața drenată a bazinului hidrografic creşte pe măsură ce profilele de închidere se situează către avalul cursului de apă. Mărimea suprafeței bazinului hidrografic prezintă importanță în stabilirea volumului de apă al râului şi are o influență directă asupra formării scurgerii, determinând diferențieri calitative şi cantitative în structura regimului, astfel:

- la formarea debitelor maxime provenite din scurgeri, odată cu creşterea suprafeței bazinului hidrografic, scade probabilitatea acoperirii integrale cu precipitații;
- la scurgerea minimă, alimentarea subterană creşte cu suprafața bazinului.

Suprafața unui bazin hidrografic se manifestă ca un regulator al scurgerii şi anume: odată cu creşterea suprafeței bazinului se produce o regularizare a repartiției scurgerii anuale [Chow V.T., 1964].

c. Lungimea bazinului hidrografic

Lungimea bazinului hidrografic ***L*** [km] se defineşte ca fiind distanța măsurată de la vărsarea cursului principal până la cumpăna apelor (obârşia cursului). În cazul unor bazine asimetrice sau cu aspect curbat, lungimea bazinului hidrografic este dată de linia mediană a bazinului (locul geometric al punctelor aflate la mijlocul distanței dintre versanții opuşi).

d. Lățimea medie a bazinului hidrografic

Lățimea medie a bazinului hidrografic ***B*** se determină prin calcul, ca fiind raportul dintre suprafața şi lungimea bazinului:

$$B = \frac{F}{L} \qquad \text{[km]} \qquad (1.14)$$

unde: ***F*** este suprafața bazinului hidrografic, [km^2]; ***L***, lungimea liniei mediane a bazinului hidrografic, [km].

Lungimea şi lățimea medie a unui bazin hidrografic reprezintă două caracteristici foarte importante a căror cunoaştere este necesară la prevederea volumului şi a amplitudinilor viiturilor. Cu cât lățimea medie a bazinului este mai mică şi lungimea mai mare (bazin de formă alungită), cu atât amplitudinea viiturilor va fi mai redusă.

e. Forma bazinului hidrografic

Geometria suprafețelor bazinului hidrografic este extrem de variată şi numai cu abateri ar putea fi asimilată cu figuri geometrice cunoscute.

- *Coeficientul de dezvoltare al cumpenei bazinului hidrografic*

Valoarea coeficientului ***d*** se obține ca raportul dintre lungimea cumpenei apelor bazinului dat şi perimetrul unui cerc având o suprafață egală cu a bazinului.

$$d = \frac{Lc}{lc} = \frac{Lc}{2\sqrt{\pi F}} \qquad [-] \qquad (1.15)$$

unde: ***Lc*** este lungimea cumpenei bazinului hidrografic, [km]; ***lc***, perimetrul cercului cu o suprafață egală cu suprafața bazinului, [km].

- *Coeficientul de dezvoltare al bazinului hidrografic*

Coeficientul φ este dat de raportul dintre lățimea medie şi lungimea bazinului sau de raportul dintre suprafața bazinului şi suprafața pătratului având latura egală cu lungimea bazinului.

$$\varphi = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2} \qquad [-] \qquad (1.16)$$

- *Abaterea de la forma circulară*

Relația care dă această abatere de la forma circulară β este:

$$\beta = \frac{4\pi F}{Lc} \qquad [-] \qquad (1.17)$$

- *Coeficientul de asimetrie al bazinului hidrografic*

Modul în care suprafața totală a bazinului hidrografic este distribuită pe stânga sau pe dreapta cursului principal determină asimetria. Acest coeficient ***a*** este dat de relația:

$$a = \frac{F_s - F_d}{\frac{F_s + F_d}{2}} = \frac{2(F_s - F_d)}{F} \qquad [-] \qquad (1.18)$$

Amplitudinea şi desfăşurarea viiturilor este influențată şi de forma bazinului hidrografic. Cu cât valoarea coeficientului de dezvoltare al bazinului hidrografic este mai mare, cu atât viiturile vor avea amplitudini mai accentuate.

f. Idograma bazinului hidrografic

Idograma este o reprezentare grafică prin intermediul căreia este redată variația lățimii bazinului în raport cu lungimea cursului principal de apă. Referindu-ne la bazinul hidrografic din figura 1.7 se calculează lățimile medii ale zonelor direct aferente cursului principal:

$$B_{BA} = F_{BA}/l_{BA} = (F_{1d} + F_{1s})/l_{BA} = F_1/l_{BA}$$

$$B_{CB} = F_{CB}/l_{CB} = (F_{3d} + F_{3s})/l_{CB} = F_3/l_{CB} \qquad [km] \qquad (1.19)$$

$$B_{DC} = F_{DC}/l_{DC} = (F_{5d} + F_{5s})/l_{DC} = F_5/l_{DC}$$

$$B_{ED} = F_{ED}/l_{ED} = (F_{7d} + F_{7s})/l_{ED} = F_7/l_{ED}$$

Într-un sistem de axe rectangular se reprezintă la scări convenabile, lungimea cursului de apă principal pe abscisă şi lățimile medii pe ordonată. Originea sistemului de axe coincide cu vărsarea cursului principal, ***E***.

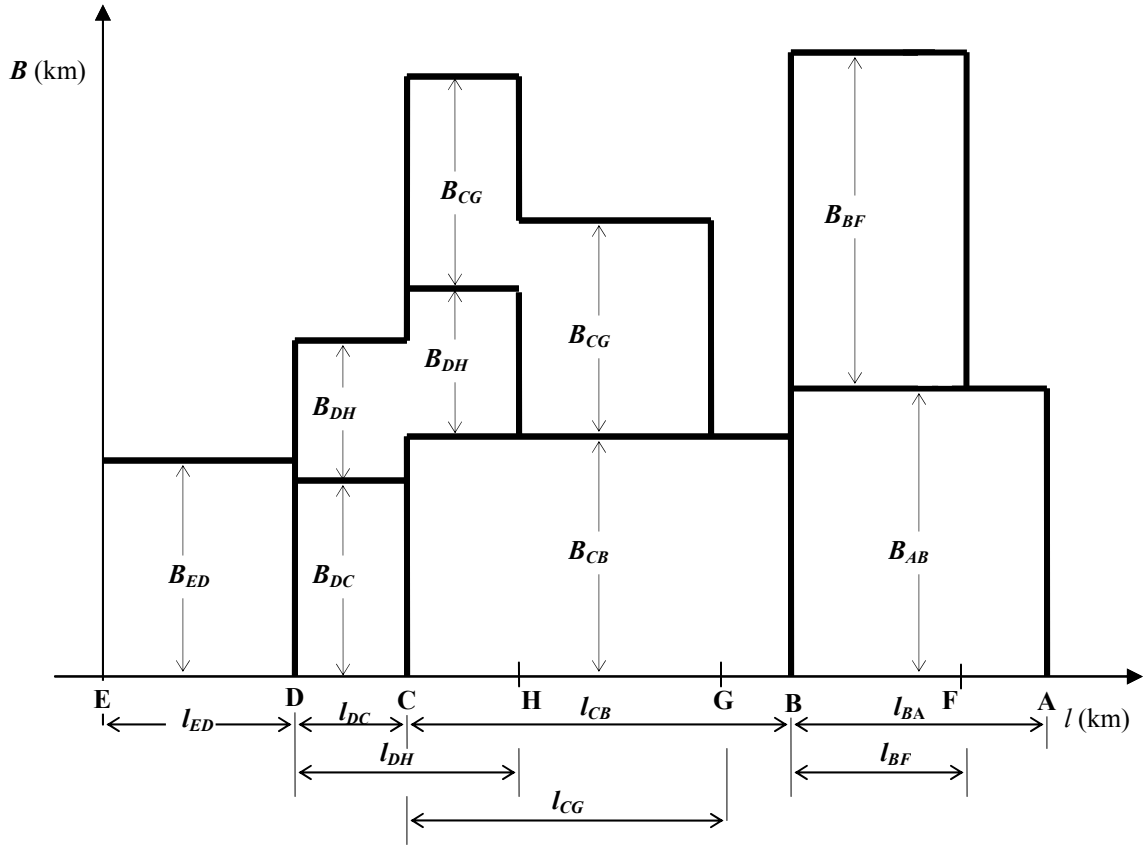


Figura 1.9 Idograma bazinului hidrografic

În ***B***, ***C*** şi ***D*** intervin afluenţii ***FB***, ***GC*** şi ***HD*** cu subbazinele hidrografice corespunzătoare.

În acelaşi sistem de axe, reprezentând grafic în mod adiţional, lăţimile subbazinelor pe lungimile afluenţilor respectivi, rezultă forma idogramei din figura 1.9.

Idograma bazinului hidrografic ne permite stabilirea lăţimii medii a bazinului în orice punct situat în lungul cursului principal de apă.

g. Curba hipsometrică şi altitudinea medie a bazinului hidrografic

Curba hipsometrică este o reprezentare grafică a repartiţiei suprafeţei bazinului hidrografic pe zone de altitudine cu ajutorul căreia se determină ce procent din suprafaţa bazinului are altitudini superioare acesteia.

Pentru determinarea curbei hipsometrice se ia un sistem de axe rectangular, în care se reprezintă altitudinile pe ordonată şi suprafeţele parţiale f_i dintre curbele de nivel, pe abscisă [Giurma I., ş.a., 1980; Giurma I., Crăciun I., Giurma C.R., 2001].

Notaţiile folosite în figura 1.7 şi figura 1.10 au următoarea semnificaţie: H_1 este cota curbei de nivel de cea mai înaltă altitudine, [m]; ΔH, echidistanţa curbelor de nivel, [m]; C_1 şi C_0 sunt cotele de pe cumpăna apelor, cea mai înaltă, respectiv cea mai joasă [m]; f_i, suprafeţele parţiale cuprinse între curbele de nivel de ordinul "i", $i = 1,2,...,n$ [km^2].

Construirea curbei se realizează prin reprezentarea perechilor de valori (H_i, $\sum_{i=1}^{n} f_i$).

Altitudinea medie a bazinului hidrografic se calculează după planul de situaţie cu curbe de nivel, considerând că suprafeţele parţiale f_i, cuprinse între curbele de nivel H_{i-1} şi H_i au altitudinile medii $0,5(H_{i-1} + H_i)$. Altitudinea medie a bazinului se obţine ca o medie ponderată cu formula:

$$H_{med} = \frac{\sum_{i=1}^{n} f_i H_i}{F} \qquad \text{[m]} \qquad (1.20)$$

Dacă egalăm aria cuprinsă între curba hipsometrică şi axele de coordonate cu aria unui dreptunghi, având ca bază suprafaţa bazinului hidrografic, rezultă altitudinea medie a bazinului egală ca lăţimea dreptunghiului.

Altitudinea medie a bazinului hidrografic, indică tipul de relief în care se află acesta, după cum rezultă din următoarea clasificare convențională:

- bazine de munte ($\boldsymbol{H_{med}} > 600$ m);
- bazine de deal (200 m $< \boldsymbol{H_{med}} \leq 600$ m);
- bazine de câmpie ($\boldsymbol{H_{med}} \leq 200$ m);
- mixte, formate din mai multe unități de relief.

Un bazin hidrografic sau o zonă din acesta situată la o altitudine mare primeşte o cantitate mai mare de precipitații, are o evaporație mai scăzută şi va avea o scurgere mai bogată. De obicei bazinul hidrografic al unui râu este situat în zone cu înălțimi diferite. Repartiția suprafețelor bazinului pe zone de altitudini, dată de curba hipsometrică, influențează în mare măsură regimul hidrologic.

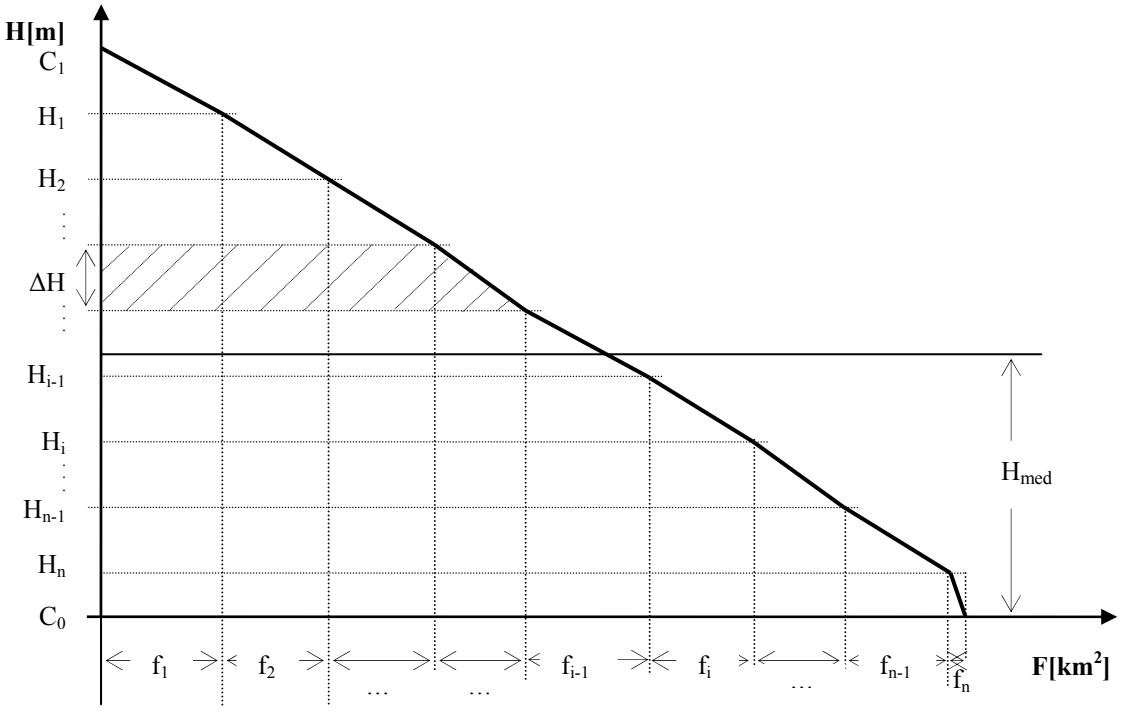


Figura 1.10 Curba hipsometrică a bazinului hidrografic

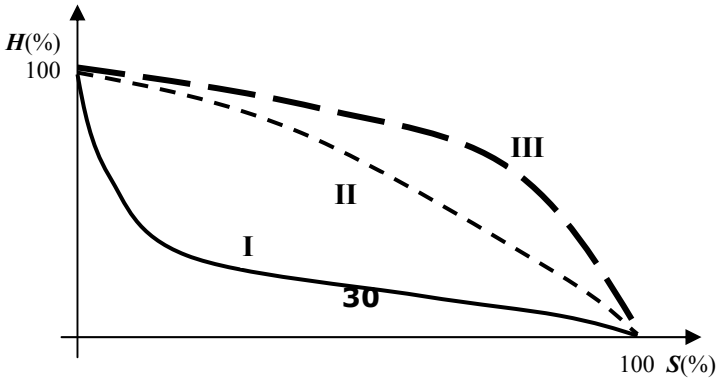
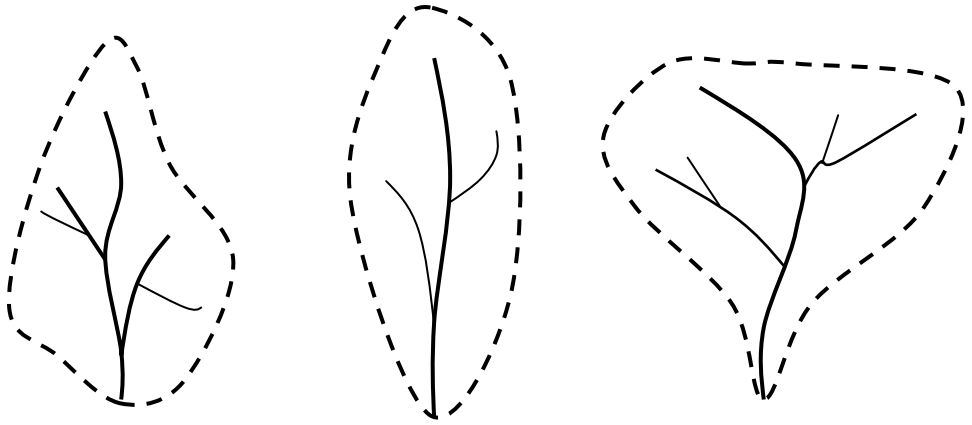


Figura 1.11 Tipuri limită de curbe hipsometrice exprimate procentual

Există trei tipuri limită de curbe hipsometrice (figura 1.11) indicate sub formă procentuală pentru comparaţia unor bazine de diferite dimensiuni. Bazinele hidrografice de tipul I sunt caracterizate prin creşteri de suprafaţă în zona de mică altitudine, spre partea aval a râului principal. Cele de tipul II cu creşteri uniforme de suprafaţă, fiind cele mai apropiate de forma clasică, iar cele de tipul III au ponderea suprafeţei în zona superioară (figura 1.12).



bazin de tipul I *bazin de tipul II* *bazin de tipul III*

Figura 1.12 Tipuri diferite de bazine hidrografice, corespunzătoare celor trei tipuri de curbe hipsometrice

Forma bazinului şi implicit curba hipsometrică reflectă modul în care se concentrează apa provenită din precipitaţii şi timpul de propagare al undelor de viitură până în albia colectoare principală. Forma bazinului este un parametru care se reflectă direct în formarea scurgerii de suprafaţă.

h. Panta medie a bazinului hidrografic

Panta medie a bazinului hidrografic se determină după planul de situaţie cu curbe de nivel, cu ajutorul relaţiei:

$$I_{med} = \frac{\Delta H \sum_{i}^{n} l_{c\ niv,i}}{F} \qquad [\%] \qquad (1.21)$$

unde: $\sum_{i}^{n} l_{c\ niv,i}$ este lungimea totală a celor ***n*** curbe de nivel din bazinul hidrografic considerat [m]; ***ΔH***, echidistanţa curbelor de nivel; ***F***, suprafaţa bazinului hidrografic [km^2 sau ha].

Panta medie a bazinului hidrografic este o caracteristică cu influenţă mare asupra scurgerii, ea determinând o anumită viteză de deplasare a apei pe versanţii bazinului, în funcţie de care va rezulta intensitatea proceselor de eroziune, transport şi depunerea particulelor solide din bazin.

i. Similitudinea geometrică a bazinului hidrografic

Similitudinea geometrică este necesară atunci când se pune problema efectuării unor experimentări pe un model la scară mai mică a unui bazin hidrografic dat.

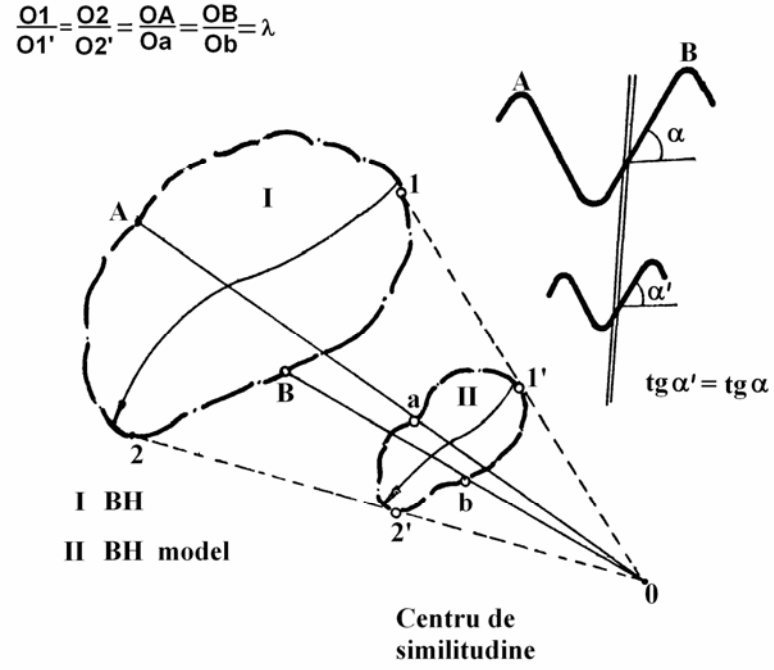


Figura 1.13 Condiţia de similitudine geometrică a bazinelor hidrografice

Bazinul hidrografic prototip şi bazinul hidrografic model trebuie să corespundă condiţiilor de omotetie. Similitudinea geometrică completă are loc atunci când se obţine valoarea constantă a raportului de scară λ al lungimilor, pentru fiecare punct de intersecţie cu razele vectoare duse (figura 1.13).

C. CARACTERISTICILE FIZICO-GEOGRAFICE ALE BAZINULUI HIDROGRAFIC

Aceste caracteristici se referă la poziţia geografică, condiţiile climatice, structura geologică, caracteristicile solului, relieful, vegetaţia, gradul de acoperire cu lacuri şi mlaştini.

Caracteristicile fizico-geografice ale unui bazin hidrografic împreună cu caracteristicile geometrice, constituie factorii de bază pentru analiza fenomenelor hidrologice, pentru cunoaşterea legăturilor care există între scurgere şi factorii care o generează.

După delimitarea bazinului hidrografic se stabileşte poziţia geografică a bazinului prin longitudine şi latitudine. Se localizează bazinul şi faţă de puncte cunoscute, cum sunt râuri mari, oraşe, masive muntoase, lacuri şi mări. Se pot indica şi bazinele vecine.

a. Poziţia geografică

Coordonatele geografice (latitudinea şi longitudinea) precizează poziţia geografică a unui bazin hidrografic, poziţie ce include elementele comparative cu bazinele vecine.

b. Condiţiile climatice

Factorii climatici principali care caracterizează un bazin sunt: radiaţia solară, temperatura solului, temperatura aerului, evaporaţia, umiditatea aerului şi precipitaţiile atmosferice. Valorile medii pe bazine ale acestor factori se determină cu ajutorul hărţilor cu valori punctuale, a hărţilor cu zone sau cu izolinii.

c. Structura geologică şi solul

Modul de alimentare pe cale subterană a unui râu este dictat de structura geologică a bazinul hidrografic aferent râului. Solul prin caracteristicile sale determină infiltraţia, scurgerea de suprafaţă şi evaporaţia. Deci, atât geologia cât şi solul unui bazin hidrografic joacă un rol important în circulaţia apei şi trebuie cunoscute în activitatea de proiectare.

d. Relieful

Relieful exercită o influență directă asupra scurgerii prin pantele versanților şi indirectă prin determinarea zonalității verticale a factorilor climatici pe care îi determină.

e. Vegetația

Vegetația influențează direct scurgerea, ca element de protecție împotriva procesului de eroziune şi indirect asupra regimului de umiditate al solului.

În modificarea bilanțului apei în natură prezintă o importanță majoră pădurea. Gradul de împădurire al unui bazin se caracterizează prin coeficientul de împădurire (C_p).

$$C_p = \frac{F_p}{F} \qquad [\%] \qquad (1.22)$$

unde: F_p, este suprafața din bazin acoperită de păduri.

f. Gradul de acoperire cu lacuri şi mlaştini

Lacurile şi mlaştinile din interiorul unui bazin hidrografic au efect direct asupra scurgerii şi indirect pot contribui la creşterea umidității aerului. Gradul de acoperire cu lacuri şi mlaştini al unui bazin se caracterizează prin coeficientul de lacuri şi mlaştini (C_1).

$$C_1 = \frac{F_1}{F} \qquad [\%] \qquad (1.23)$$

unde: F_1, este suprafața din bazin ocupată cu lacuri şi mlaştini.

Caracteristicile geometrice şi caracteristicile fizico-geografice ale unui bazin hidrografic prezintă o importanță majoră în cunoaşterea cât mai aprofundată a bazinului respectiv, necesară pentru evaluarea corectă a mărimilor hidrologice, pentru stabilirea judicioasă a soluțiilor de gospodărire rațională a resurselor de apă. Ținând seama de perioada mare în ani pentru care se elaborează un plan de amenajare complexă al unui bazin hidrografic, este necesar să fie luată în analiză, dinamica bazinului, schimbările factorilor săi mai puțin stabili care pot modifica chiar evoluția resurselor.

În acest studiu prezintă un rol important problema urbanizării. Pentru bazinele mai mici, se foloseşte curent coeficientul de urbanizare (C_u):

$$C_u = \frac{F_u}{F} \qquad [\%] \qquad (1.24)$$

unde: $\boldsymbol{F_u}$, este suprafața din bazin acoperită de aşezări urbane.

1.3. REȚEAUA HIDROGRAFICĂ

Precipitațiile atmosferice în momentul căderii lor pe suprafața uscatului, vin mai întâi în contact cu învelişul vegetal care reține o mică cantitate din ele constituind intercepția, cât şi cu depresiunile fără scurgere ale terenului care alcătuiesc retenția. Intercepția şi retenția în depresiunile terenului, luate împreună, formează retenția superficială.

Apa reținută superficial nu are posibilitatea de a se scurge, ci se epuizează fie prin evaporare, fie prin pătrundere în pământ sau prin ambele fenomene simultan.

Apa rezultată din precipitații poate să parcurgă următoarele etape: o parte se evaporă şi se întoarce în atmosferă, o altă parte se infiltrează în pământ, iar după ce a fost depăşită capacitatea de infiltrație a solului, în prezența pantelor şi sub acțiunea forței gravitaționale, apa se deplasează din punctele mai înalte ale reliefului spre cele mai joase, formând apele curgătoare.

Pentru domeniul hidrotehnic prezintă importanță atât apele curgătoare de pe suprafața uscatului care fac obiectul studiilor hidrologice, cât şi apele infiltrate care circulă sub formă de curenți subterani şi care fac obiectul studiilor hidrogeologice.

Apa care circulă pe suprafața terenului, foloseşte un sistem ramificat de văi şi depresiuni naturale care dau din una în alta, alcătuind rețeaua hidrografică. Rețeaua hidrografică naturală se completează cu canale, cu lacuri de acumulare şi se reduce cu formațiuni neproductive ca bălți şi mlaştini.

O rețea periodică (temporară) formată din rigole de şiroire, ogaşe, ravene numite formațiuni ale eroziunii în adâncime se deosebeşte de o rețea permanentă formată din pâraie, râuri şi fluvii, cunoscute sub denumirea generală de râuri.

În ceea ce priveşte formațiunile eroziunii în adâncime, rigolele de şiroire au adâncimi de până la 0,5 m şi se pot prezenta ca nişte şanțuri mici, izolate, aproape paralele între ele, dispuse pe versanți pe linia de cea mai mare pantă sau sub forma unei rețele de şanțuri foarte neregulate şi dese, orientate pe direcții diferite şi cu secțiuni variabile. Ogaşele sunt şanțuri

naturale neregulate, de lungime relativ mică, cu adâncime între 0,5 şi 2 m, cu secţiune transversală neregulată de cele mai multe ori în formă de ***V*** şi sunt orientate aproximativ pe linia de scurgere şi au fundul aproape paralel cu linia terenului [Giurma I., 2003].

Ravenele provin din ogaşe prin dezvoltarea acestora în lungime, adâncime şi lăţime; adâncimile lor depăşesc 2...3 m, ajungând la zeci de metri, iar lăţimile pot atinge, în cazuri rare chiar peste 100 metri.

Râurile fiind cursuri naturale permanente se caracterizează printr-o serie de elemente componente care se succed dinspre amonte spre aval astfel:

- izvorul (obârşia) sau locul de unde ia naştere râul;
- albia de scurgere sau cursul râului;
- vărsarea sau locul unde apele râului se contopesc cu o altă unitate acvatică.

Izvoarele râurilor se determină în majoritatea cazurilor cu aproximaţie şi de cele mai multe ori sunt generate de intersecţia suprafeţei terenului cu un strat acvifer.

Cursul râurilor se poate diviza în mod convenţional în trei sectoare şi anume: cursul superior, mijlociu şi inferior.

Vărsarea râurilor sau gura de vărsare este mai bine definită decât izvorul şi de aceea distanţele pe cursul râurilor se măsoară de la vărsare către izvor.

Mai multe râuri legate între ele formează un sistem de râuri sau sistem fluviatil. Sistemele fluviatile se împart în:

- sisteme independente, când râurile se varsă direct într-un lac, în mare sau în ocean;
- sisteme dependente, când râurile se varsă în alte râuri şi prin intermediul acestora ajung într-un lac, mare sau ocean.

Orice sistem fluviatil este format dintr-un râu principal şi mai mulţi afluenţi care la rândul lor pot primi alţi afluenţi.

A. CODIFICAREA NUMERICĂ A RÂURILOR

Criteriile de stabilire a unei ierarhizări a râului principal şi a afluenţilor lui sunt: lungimea, debitul, lăţimea, adâncimea, direcţia ca şi dispoziţia faţă de colectorul principal. Ţinând seama de unele din aceste criterii, se întâlnesc mai multe tipuri de codificare. Astfel, după sistemul Panov se atribuie cel mai mic ordin de mărime (***n***=1) văilor singulare a căror lungime să nu fie mai mică de 5 km; ordinul imediat superior (***n***=2) corespunde văilor care rezultă din unirea a cel puţin două văi de ordinul ***n***=1 etc.

Râurile din țara noastră au o codificare în cadastrul apelor, într-un sistem zecimal ce are şase ordine de ierarhizare. Au fost luate în considerare acele cursuri de apă care au o lungime mai mare de 5 km şi o suprafață a bazinului de recepție mai mare de 10 km^2.

Având la bază acest sistem zecimal, s-a conceput un sistem de codificare numerică a râurilor, în cadrul căruia fiecărui râu îi este ataşat un grup de informații format dintr-o literă şi două numere:

a) litera codifică numele bazinului hidrografic;

b) primul număr codifică râurile din acelaşi bazin hidrografic; acesta este format din şase câmpuri numerice, ce corespund celor şase ordine de confluență ale râurilor şi cuprinde 11 cifre cu structura următoare:

- *câmpul 1* (o cifră) se rezervă râurilor principale care definesc bazinul hidrografic; principalele râuri care definesc cele 15 bazine hidrografice din țara noastră sunt considerate ca râuri de ordinul 1;
- *câmpul 2* (trei cifre) se rezervă afluenților direcți ai principalelor râuri din cadrul fiecărui bazin hidrografic; pentru fiecare bazin hidrografic se consideră afluenți de ordinul 2, afluenții direcți ai principalelor râuri care definesc bazinul respectiv;
- *câmpul 3* (două cifre) se rezervă afluenților de ordinul 3;
- *câmpul 4* (două cifre) se rezervă afluenților de ordinul 4;
- *câmpul 5* (două cifre) se rezervă afluenților de ordinul 5;
- *câmpul 6* (o cifră) se rezervă afluenților de ordinul 6 din cadrul fiecărui bazin.

Ținând seama de cele expuse, codificarea numerică a unui râu se face astfel: cu numerele existente în „Atlasul cadastral" pentru râul respectiv, se completează cele şase câmpuri, adică 11 cifre. Numerele ce urmează a fi înscrise în fiecare câmp se aliniază de la dreapta la stânga, iar în spațiile rămase libere se înscrie cifra zero.

c) al doilea număr reprezintă lungimea în hectometri a râului de la vărsare spre izvor. Deoarece, în România nu există nici un râu cu lungimea mai mare de 99999 hm, pentru acest număr se rezervă un câmp format din cinci cifre.

B. CARACTERISTICILE MORFOMETRICE ALE REȚELEI HIDROGRAFICE

a. Lungimea rețelei hidrografice

Lungimea totală a unei rețele hidrografice este formată din lungimea cursului principal L_p şi lungimea afluenților l_i:

$$L_{totala} = L_p + \sum_{i=1}^{n} l_i \qquad \text{[km]} \qquad (1.25)$$

Prin lungimea unui curs de apă (principal sau afluent) se înțelege distanța exprimată în km, măsurată în plan orizontal de la confluență spre izvor.

Pentru a se marca punctele de confluență ale unui râu principal cu ramificațiile de ordin inferior, se foloseşte schema hidrografică a cursului de apă (figura 1.14).

Fiecare punct caracteristic (de confluență, existența unei lucrări hidrotehnice, a unui post hidrometric etc.) este marcat cu o mărime kilometrică. Marcajul kilometric este realizat prin indicatoare vizibile de la mare distanță pentru râurile navigabile, iar pentru celelalte cursuri de apă prin borne de beton.

Măsurarea şi kilometrarea se face pe teren şi pe hărți la scările: 1/10.000, 1/25.000, 1/50.000 etc., în funcție de gradul de precizie dorit. Kilometrul ***"0"*** se consideră intersecția liniei țărmului cu linia talvegului (dacă râul se varsă într-o zonă litorală).

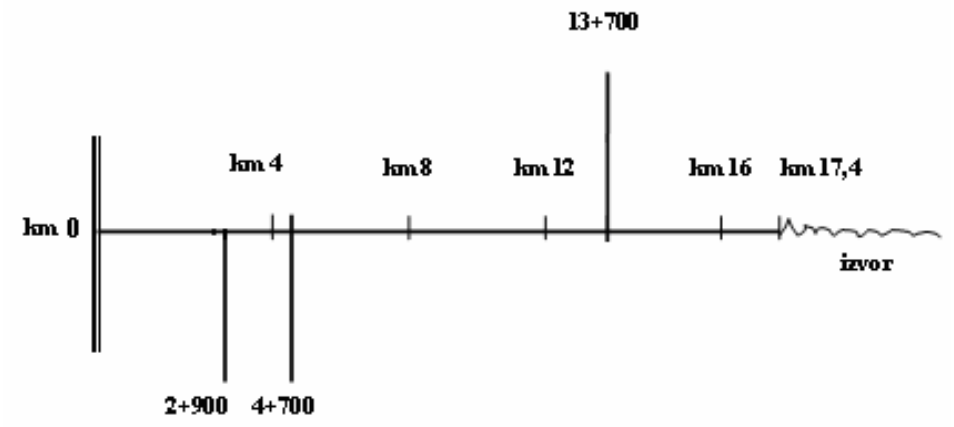


Figura 1.14 Schema hidrografică a unui curs de apă

Măsurarea pe hărți se face cu ajutorul curbimetrului sau a compasului cu deschideri egale.

b. Coeficientul de sinuozitate

Acest coeficient notat ***Ks*** reprezintă raportul dintre lungimea râului L_r măsurată după toate sinuozitățile lui şi lungimea dreptei ***l*** care-i uneşte extremitățile:

$$Ks = \frac{L_r}{l} \quad > \quad 1{,}0 \qquad [-] \qquad (1.26)$$

Coeficientul de sinuozitate variază în limite destul de largi pentru râurile din România şi anume: 1,0…1,05 pentru râurile de munte; 1,05…1,15 pentru râurile din zonele subcarpatice, premontane şi de podiş; 1,15…1,3 pentru râurile din zonele de câmpie.

c. Coeficientul de ramificare

Acest coeficient ***Kr*** reprezintă raportul dintre lungimea tuturor ramificațiilor (***l_1, l_2,…, l_n***) unei rețele hidrografice inclusiv cursul principal (***L_p***) şi lungimea cursului principal şi este dat de relația:

$$Kr = \frac{l_1 + l_2 + ... + l_n + L_p}{L_p} \qquad [-] \qquad (1.27)$$

Valorile lui ***Ks*** şi ***Kr*** sunt necesare pentru studii privitoare la evoluția albiei, calculul volumului lucrărilor de dragare, a lucrărilor de regularizare a cursurilor în vederea măririi capacității de transport a acestora, atenuarea undelor de viitură etc.

d. Densitatea rețelei hidrografice

O rețea hidrografică va colecta un volum de apă mai important cu cât va avea mai multe ramificații şi cu cât acestea vor fi mai lungi.

Densitatea rețelei se stabileşte prin măsurători efectuate pe hartă şi reprezintă raportul dintre lungimea tuturor ramificațiilor (***l_1, l_2,…, l_n***), inclusiv lungimea cursului principal (***L_p***) şi suprafața care înscrie rețeaua hidrografică respectivă (***F***).

$$D = \frac{l_1 + l_2 + ... + l_n + L_p}{F} \qquad [\text{km/km}^2] \qquad (1.28)$$

Densitatea rețelei hidrografice este rezultatul acțiunii a mai multor factori care pot fi combinați într-o relație de forma:

$$D = \frac{1}{\Delta A} \cdot \varphi \left(q \cdot k, \ \frac{\mathrm{q} \cdot \rho \Delta \mathrm{A}}{\mu}, \ \frac{\mathrm{q}^2}{g \cdot \Delta A} \right) \qquad [\text{km/km}^2] \qquad (1.29)$$

unde: ΔA este diferența maximă de altitudine a suprafeței luată în studiu, [m]; φ, o funcție scalară care pentru o rețea hidrografică dată poate fi studiată pe baza variabilelor componente şi poate fi corectată prin confruntarea rezultatelor cu cele obținute din prima formulă a densității; q, debitul specific al scurgerii pe versanți [m/s]; k, factor de eroziune [$s \cdot m^{-1}$]; ρ, densitatea apei scurse de pe versanți [g/cm^{-3}]; μ, vâscozitatea dinamică [$g/s \cdot cm$]; g, accelerația gravitațională [m/s^{-2}].

În România s-a calculat o densitate a rețelei hidrografice pentru întreg teritoriul şi s-au obținut valori care oscilează de la 0,1 la 0,5 km/km^2, în regiunile aride ale Bărăganului, la 1,2 km/km^2, în Munții Făgăraş şi Munții Apuseni [I.N.M.H., 1997].

e. Profilul longitudinal al rețelei hidrografice

Profilul longitudinal este o reprezentare grafică a rețelei hidrografice în plan vertical, întocmită după hărți cu curbe de nivel sau pe baza unor măsurători hidro-topografice şi exprimă succesiunea cotelor terenului de pe fundul văilor. Pe aceeaşi diagramă se pot reprezenta şi profilele în lung ale tuturor ramificațiilor mai importante ale rețelei hidrografice.

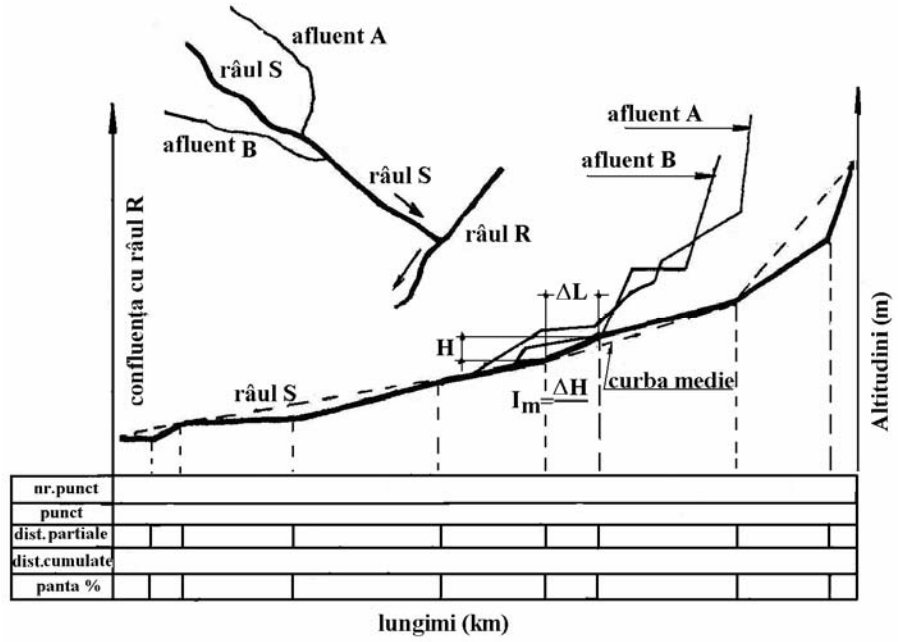


Figura 1.15 Schema profilului longitudinal al unui râu

Profilul conține pe abscisă lungimea în km, iar pe ordonată altitudinea în metri, a diferitelor puncte caracteristice (deasupra nivelului mării) (figura 1.15).

Se remarcă faptul că valea de ordinul cel mai mare are cote mai mici decât văile adiacente, ceea ce permite alimentarea gravitațională prin afluxul de apă al acestora. Pantele cursurilor de apă cresc de asemenea, odată cu creşterea altitudinilor.

O caracteristică a profilului longitudinal al unui curs de apă constă în aceea că, în majoritatea cazurilor are forma unei curbe cu concavitatea în sus, explicabilă prin faptul că afluxul de apă creşte din amonte spre aval şi odată cu acesta se dezvoltă secțiunile transversale ale văilor, care oferă la afluxuri specifice, pierderi hidraulice mai mici. Pentru transportul afluxurilor specifice, pierderile hidraulice micşorate impun pante descrescătoare (figura 1.15).

C. ALBIILE CURSURILOR DE APĂ

Profilul transversal reprezintă intersecția unui râu cu un plan vertical perpendicular pe direcția de curgere a apelor.

Din punct de vedere hidrologic, acest profil prezintă o importanță deosebită, deoarece în funcție de caracteristicile lui se stabileşte capacitatea de curgere, repartiția vitezelor, direcția curenților longitudinali şi transversali ai râurilor etc.

Profilul transversal poate fi asimilat cu un dreptunghi, trapez, parabolă sau combinații ale acestor figuri geometrice. El este variabil şi diferă atât de la un râu la altul, cât şi în lungul aceluiaşi râu, fiind influențat de forma şi structura văii (figura 1.16).

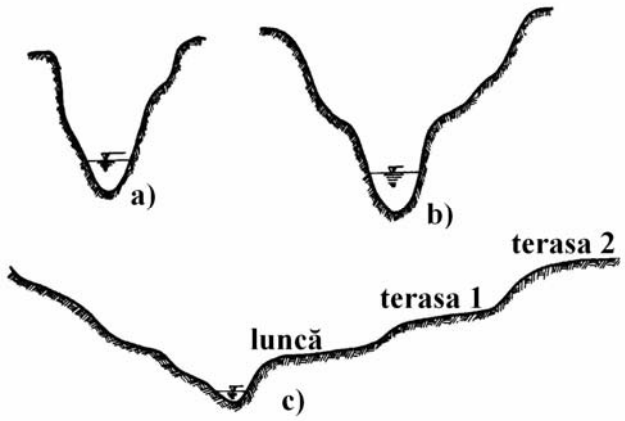


Figura 1.16 Secțiuni transversale caracteristice la un curs de apă;
a) în zona de munte; b) în zona colinară; c) în zona de câmpie

Văile cu un profil transversal în formă de "***V***" sunt caracteristice formațiunilor tinere, neevoluate, aflate la înălțimi mari ale cursurilor de apă, precum şi la râurile care străbat văile adânci în formă de chei de origine tectonică şi erozivă sau epigenetică, dezvoltate în calcare. În acest caz, râurile au doar albie minoră îngustă şi sunt lipsite complet de albie majoră.

Văile mari, evoluate, cu profil transversal în formă de "***U***", văile trapezoidale, precum şi zonele de şes, permit şi formarea unor albii majore.

Lățimile albiilor minore şi majore variază foarte mult de la un curs la altul, precum şi de la un sector la altul pe acelaşi râu.

Variația pe verticală a albiei cursurilor de apă poate avea cauze naturale sau artificiale datorate lucrărilor hidrotehnice sau exploatării de balast din albie. Adâncirea albiei poate pune în pericol construcțiile hidrotehnice din zonă prin degradarea pilelor de pod sau pot lăsa pe uscat prizele de apă utilizate pentru folosințele de apă. Depunerile masive în lacurile de acumulare, mai ales în zona amonte a acestora, este un alt aspect negativ. Există şi un aspect pozitiv legat de crearea zonelor de extracție a balastului şi a agregatelor folosite ca material de construcții pentru realizarea betoanelor.

Prin albia unui curs de apă se înțelege porțiunea inferioară a unei văi ocupată permanent sau temporar de curentul de apă. În procesul de formare a albiilor, caracteristicile regimului hidraulic au constituit factorii cei mai activi. Regimul hidraulic sau regimul de scurgere a curenților de apă, definit prin debit lichid şi solid, niveluri, viteze de scurgere, fenomene de iarnă, intensitatea şi caracterul viiturilor etc., reprezintă principala caracteristică de scurgere a unui curs de apă, în timp şi spațiu. Regimul de scurgere are un caracter complex, depinzând de foarte mulți factori dintre care cei mai importanți sunt: climatici, geologici şi biologici.

Albia unui curs de apă modelează forma curentului şi îi imprimă direcțiile de curgere în cazul când este aşezată pe structuri geologice tari, iar în caz contrar, curentul de apă este acela care prin eroziuni şi depuneri îşi modelează singur albia naturală. Interdependența dintre curenții de apă şi albiile lor fac obiectul dinamicii albiilor, care este o ramură a hidraulicii.

Cunoaşterea caracteristicilor scurgerii apei şi a aluviunilor (viteze, debite, niveluri etc.) sunt de strictă necesitate pentru a rezolva o gamă largă de probleme dictate de disciplinele hidrotehnice, cum ar fi: construcții

hidroenergetice şi de navigaţie, regularizări de râuri, alimentări cu apă etc. [U.S. Army Corps of Eng., 1993].

a. Traseul în plan

Traseul în plan al unui curs de apă pe un sector dat este alcătuit din curbe şi contracurbe legate între ele prin tronsoane în aliniament.

Traseul albiei majore este determinat de relieful înalt al văii care limitează lăţimea ei, iar traseul albiei minore este în general sinuos şi mai puţin stabil.

Traseul unui râu este determinat de linia talvegului care, în general, se confundă în plan cu firul apei (axul dinamic) şi mai rar, de axul albiei minore sau de malurile înalte ale acesteia.

Prin talveg se înţelege locul geometric al punctelor de adâncimi maxime ale albiei minore din profile transversale succesive.

Prin ax dinamic se înţelege locul geometric al punctelor cu cele mai mari viteze de curgere din diferite profile transversale ale cursului de apă.

Porţiunea de trecere a talvegului şi a axului dinamic al curentului de la o curbă la o contracurbă (de la un mal la celălalt) se numeşte traversadă (figura 1.17).

O proprietate naturală a râurilor o constituie tendinţa de şerpuire (sinuozitate) care poate fi imprimată de unele cauze şi anume: obstacol, săpare mai pronunţată a unui mal, aglomerare asimetrică a aluviunilor în albie etc.

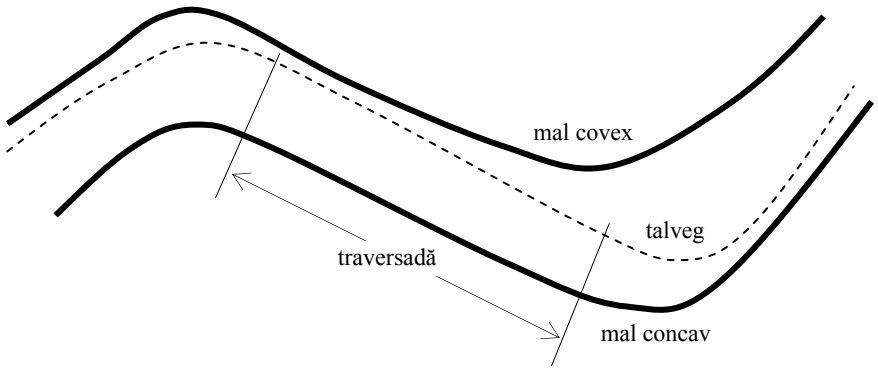


Figura 1.17 Traseul în plan al albiei unui râu cu dispoziţie sinoasă normală

Datorită eroziunii malului concav al cursurilor de apă, se dezvoltă continuu curbura lor, crescând astfel lungimea curbelor. Odată cu creşterea

lungimii curbelor, cresc şi adâncimile albiilor, dar numai până la un anumit moment de la care încep să scadă. Dacă lungimea părţii curbe a traseului râului este mai mare de ***πD/2*** se formează o meandră (figura 1.17), iar când este mai mică rezultă un cot.

După evoluţia formei în plan se disting sectoare de râu cu o evoluţie pronunţată numite sectoare de meandrare (figura 1.17) şi sectoare cu meandrare împiedicată.

Termenul meandră reprezintă sinuozitatea albiei care cuprinde două praguri şi două adâncituri cu evoluţie în plan. Lungimea cuprinsă între două bucle consecutive este pasul meandrei. Terenul corespunzător malului convex, înconjurat de bucla meandrei, se numeşte capul sau lobul meandrei, iar porţiunea adâncită a malului concav reprezintă firida.

Pentru calculul elementelor unei meandre (figura 1.18), s-au stabilit pe baza teoriei regimului, următoarele formule empirice:

$$\begin{aligned} x &= 10{,}0 \cdot \sqrt{Q} \quad [\text{m}] \\ y &= 29{,}0 \cdot \sqrt{Q} \quad [\text{m}] \\ B &= 1{,}6 \cdot \sqrt{Q} \quad [\text{m}] \end{aligned} \qquad (1.30)$$

unde: ***Q*** este debitul cursului de apă (m^3/s).

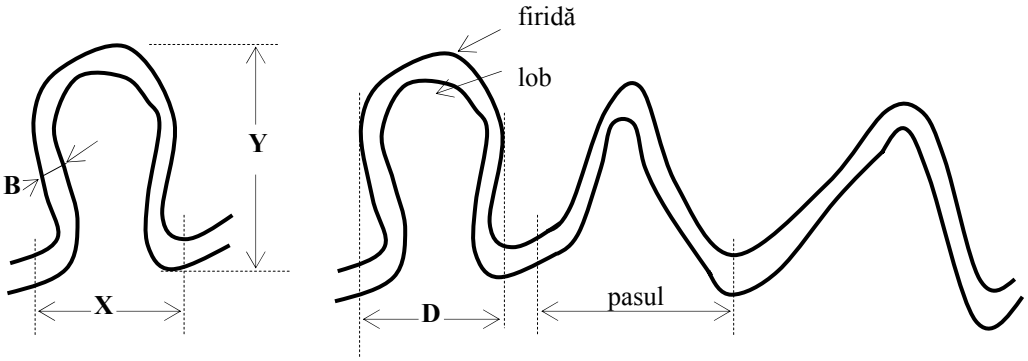


Figura 1.18 Meandre

Meandrele pot fi divagante şi adâncite (încătuşate). Viteza de deplasare a meandrelor adâncite este mult mai mică decât a meandrelor divagante. Meandrele sunt forme instabile şi dacă nu sunt fixate se dezvoltă în unele cazuri, pe o lăţime de teren egală cu de 20 de ori lăţimea albiei respective.

În timpul viiturilor, când curgerea în albia majoră este normală pe direcţia meandrelor, se produc cele mai mari transformări şi drept urmare,

unele ramuri ale meandrelor dispar şi apar altele. Astfel, în albiile majore largi, din sectorul inferior al râului, apar tot felul de albii vechi, izolate complet şi transformate în bălţi sau legate de râu numai în perioada apelor mari.

Străpungerile meandrelor pot scoate din funcţiune o serie de lucrări de artă construite pe râuri.

În lungul unui curs de apă, privind din amonte spre aval, traseul în plan este foarte diferit şi anume: în sectorul montan există o stabilitate asigurată de rezistenţa la eroziune a terenului, albia majoră lipseşte sau este unilaterală şi foarte slab dezvoltată, iar axele dinamice la ape mari şi mici aproape coincid; sectorul premontan şi de dealuri este caracterizat printr-o instabilitate accentuată, în unele zone formându-se mai multe albii mobile; sectorul de câmpie care este un sector cu tendinţă pronunţată de meandrare, caracterizat prin pante reduse, albiile majore sunt largi şi prezintă terase, iar axele dinamice la viituri şi ape mici sunt complet diferite; sectorul de deltă este caracterizat printr-o instabilitate mare şi contribuie la formarea continuă a unor albii secundare.

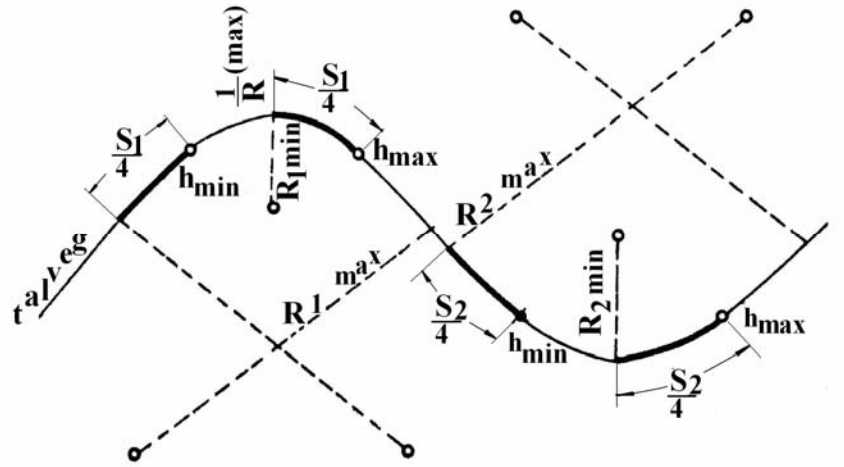


Figura 1.19 Elemente de traseu pentru corelaţiile lui Fargue

Pentru sectorul de câmpie s-a stabilit de către Fargue pe bază de observaţii sistematice nişte legături aproximative între forma sinuoasă a albiei şi profilul transversal al acesteia şi anume (figura 1.19):

- pentru un sector de râu format din două curbe succesive S_1 şi S_2, cu curbura $1/R$ şi adâncimea cursului h, h_{max} se află la distanţa de ¼ din lungimea curbei măsurată de la curbura maximă, iar h_{min} la distanţa de ¼ din lungimea curbei măsurată de la curbura minimă;
- adâncimea cursului este direct proporţională cu curbura malului convex;

- pentru variaţii lente, respectiv bruşte ale curburii, rezultă variaţii lente, respectiv bruşte ale adâncimii;
- pentru o curbură cunoscută se poate determina o singură adâncime.

În sectoarele instabile cu traseu foarte sinuos pot apărea supraînălţări de niveluri, baraje de gheaţă etc., care conduc la inundaţii, deoarece tranzitul debitului lichid şi solid şi al gheţarilor întâmpină dificultăţi.

De aceea, asemenea sectoare trebuie să fie identificate şi dacă se impun studii hidrometrice (măsurători de debite, niveluri, viteze etc.) pe ele, trebuie mai întâi să se recurgă la lucrări hidrotehnice speciale în vederea asigurării stabilităţii lor [U.S. Army Corps of Eng., 1987].

b. Profilul transversal

Profilul transversal reprezintă intersecţia unui râu cu un plan vertical perpendicular pe direcţia de curgere a apelor.

În anumite cazuri particulare, profilul transversal poate fi asimilat cu un dreptunghi, trapez, parabolă sau combinaţii ale acestor figuri geometrice. El este variabil şi diferă atât de la un râu la altul, cât şi în lungul aceluiaşi râu, fiind influenţat de forma şi structura văii.

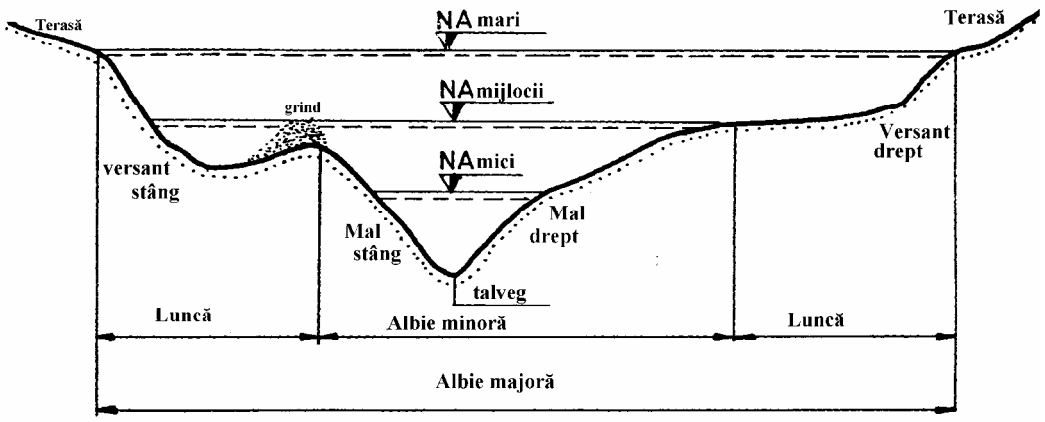


Figura 1.20 Profilul transversal prin albia unui curs de apă

Văile cu un profil transversal în formă de "*V*" sunt caracteristice formaţiunilor tinere, neevoluate aflate la înălţimi mari ale cursurilor de ape (văile superioare ale Someşului, Cernei etc.), precum şi la râurile care străbat văile adânci în formă de chei de origine tectonică şi erozivă (defileul Oltului la Turnu Roşu-Cozia, al Jiului la Lainici etc.) sau epigenetică dezvoltate în calcare (Cheile Bicazului, Caraşului etc.) .

În aceste cazuri, râurile au doar albie minoră îngustă şi sunt lipsite complet de albie majoră.

Prin intermediul nivelului apelor mijlocii se pot defini la un curs de apă într-un profil transversal: albia minoră şi albia majoră (figura 1.20).

Albia minoră caracterizată prin scurgeri permanente, este aceea prin care se scurg apele mici şi mijlocii (limitată la nivelul debitelor medii multianuale), fiind delimitată prin cele două maluri cu înclinări care variază de la poziția verticală până la 1/5 în funcție de structura geologică.

Între albia minoră şi curentul de apă există o interacțiune puternică tot timpul şi drept urmare apar afuieri şi depuneri.

Albia majoră, în care se scurg apele mari în timpul viiturilor este formată din albia minoră şi părțile laterale (luncile). Zonele mai ridicate, aflate deasupra nivelului apelor mari, formează terasele. Racordarea dintre lunci şi terase se face prin intermediul unor versanți. În unele cazuri, pot apare datorită depunerilor de aluviuni la limitele dintre albia minoră şi lunci, nişte ridicături numite grinduri, care împiedică retragerea apelor mari după terminarea viiturilor spre albia minoră. Limitele albiei majore sunt funcție de gradul inundațiilor şi pot fi determinate prin calcule hidraulice, hidrologice şi statistice pentru diferite probabilități de depăşire a debitelor maxime.

Pentru anumite sectoare ale unui curs de apă, este necesar să se țină seama şi de aspectul morfologic al malurilor, care permite împărțirea albiei în:

- **albie minoră**, permanent ocupată cu apă, cu maluri abrupte şi lipsite de vegetație, albie ce corespunde nivelului mediu al apelor mici;
- **albie mijlocie** sau principală, care include şi albia minoră şi corespunde nivelului mediu al apelor mijlocii; partea superioară a acesteia are pante mai mici şi în cuprinsul ei se dezvoltă o vegetație slabă;
- **albie majoră**, care este mult mai stabilă decât albia principală; regimul hidraulic în cele două albii este total diferit, datorită rugozității şi razelor hidraulice diferite.

Lățimile albiilor minore şi majore variază foarte mult de la un curs la altul, precum şi de la un sector la altul pe acelaşi râu (fluviul Dunărea avea înainte de îndiguire la Galați o lățime a albiei minore de 700…1000 metri, iar lățimea albiei majore ajungea în timpul nivelurilor maxime la 10 km; la Giurgiu în aval de port lățimea albiei majore este de numai 3 km; râurile Ialomița, Olt, Siret etc. au albiile minore late de câteva zeci de metri, iar în sectoarele inferioare au albiile majore late de la 1 km la 10 km) [Giurma I., 2004].

Profilul transversal al unei albii se caracterizează prin suprafața secțiunii transversale a apei la un moment dat, în cadrul căreia se pot

distinge (în perioada când pe râu nu există pod de gheață): o secțiune activă (face parte din suprafața secțiunii în care este evidentă mişcarea apei) şi un spațiu inactiv (mort) (figura 1.21).

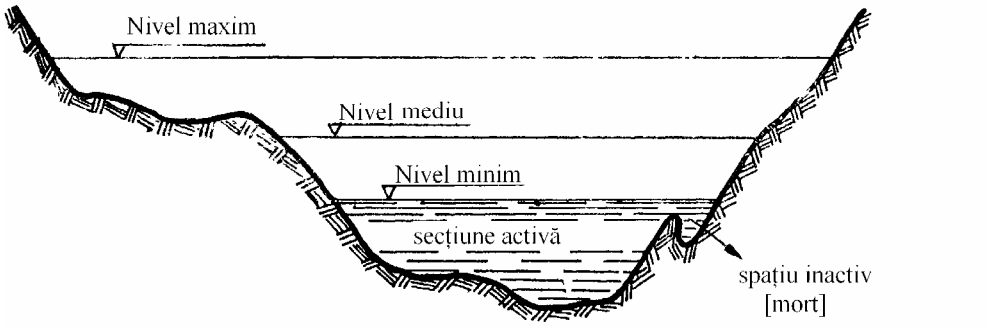


Figura 1.21 Suprafața secțiunii transversale

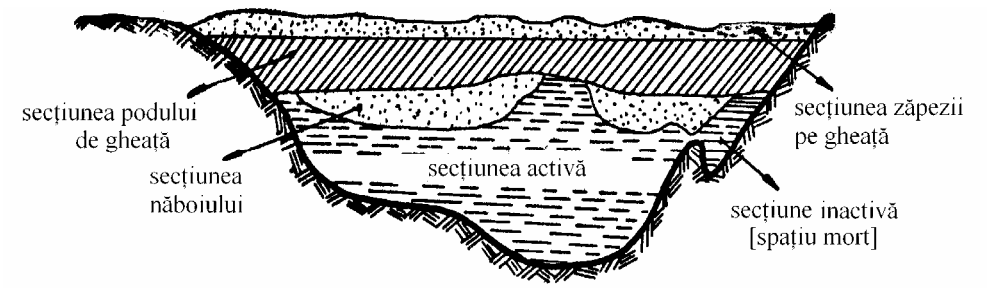


Figura 1.22 Elementele secțiunii transversale la o albie acoperită cu pod de gheață

Când există un strat de gheață pe râu, secțiunea transversală este împărțită în: secțiunea activă, secțiunea inactivă, secțiunea năboiului (gheață spongioasă netransparentă), secțiunea podului de gheață, secțiunea zăpezii pe gheață şi uneori poate apare şi secțiunea prin spațiul cu aer cuprins între podul de gheață suspendat şi nivelul apei (figura 1.22).

Secțiunea activă se modifică odată cu variația nivelurilor apei şi se caracterizează printr-o serie de elemente morfometrice ca: suprafață, perimetrul udat, lățime, adâncime medie, rază hidraulică, rugozitate etc.

c. Profilul în lung

Profilul longitudinal al unui curs de apă pe un sector de râu, este dat de reprezentarea grafică în plan vertical a liniei talvegului (linia care uneşte

punctele de cea mai mare adâncime din secţiuni transversale succesive) şi a liniilor suprafeţei libere la anumite niveluri caracteristice. Profilul mai poate cuprinde: liniile malurilor, poziţia posturilor hidrometrice, a confluenţelor, a reperilor topografici, a lucrărilor de gospodărirea apelor (acumulări, derivaţii), a prelevărilor de debite şi în general, a tuturor secţiunilor de bilanţ.

Profilul longitudinal se caracterizează prin transformări continue sub acţiunea mai multor factori (fizico-geografici, pantă, structură geologică etc.).

Panta râurilor poate fi studiată sub două aspecte: panta talvegului şi panta medie a suprafeţei apei. Ea este dată de formula:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} \qquad [-] \qquad (1.31)$$

unde: H_1, H_2 reprezintă cota punctului superior, respectiv inferior; L, distanţa dintre puncte.

Pe sectoarele cu relief muntos râurile au pante accentuate (0,02…0,5) şi drept urmare au un curs rapid, prezentând cascade, repezişuri şi praguri. Pe măsură ce energia reliefului scade, pantele râurilor au valori din ce în ce mai mici. Valoarea medie a pantei râurilor din regiunile de câmpie oscilează între 0,0003 şi 0,00015 sau chiar mai mici, apele devin domoale creându-şi un curs sinuos şi în consecinţă apar şi se dezvoltă meandrele [Giurma I., 2000].

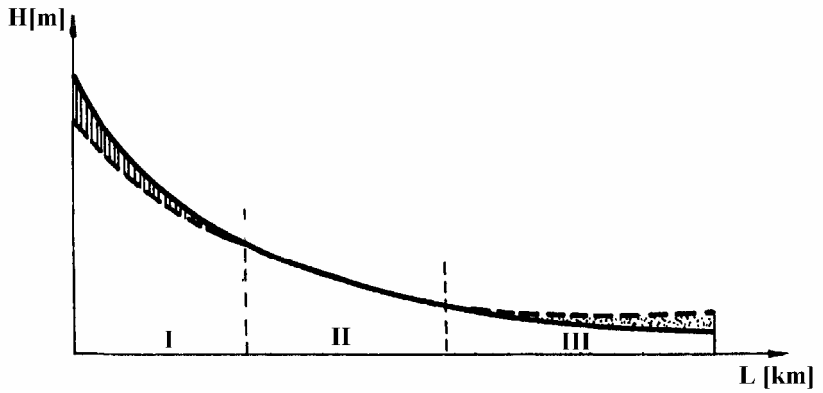


Figura 1.23 Sectoare caracteristice ale unui curs de apă cu albie aluvionară

Dacă analizăm profilul longitudinal al unui curs de apă cu albia aluvionară, deosebim trei sectoare (figura 1.23):

- sectorul superior cu panta medie cea mai mare (I_1 este de ordinul 0,01), caracterizat prin procesul de eroziune (sectorul de săpare);
- sectorul mijlociu cu panta medie $I_2 < I_1$ (I_2 este de ordinul 0,001), sectorul de tranzit caracterizat printr-o stare de echilibru;
- sectorul inferior cu panta medie $I_3 < I_2$ (I_3 este de ordinul 0,0001), sector de depunere.

În figura 1.24 se exemplifică caracterul unei albii în regiuni de şes sub raportul interdependenței între profilul longitudinal şi forma în plan a acesteia.

Analizând linia talvegului, se observă că aceasta prezintă o succesiune de concavități şi convexități, formând succesiv depresiuni (adâncuri, gropi) şi proeminențe (praguri, vaduri). Gropile corespund sectoarelor curbe în plan, iar pragurile sectoarelor de inflexiune. Aceste denivelări provoacă oglinzii apei râurilor, pante variabile la debite mici, iar la debite mari panta apei se nivelează. Rezultă deci, că variația pantelor apei depinde de variația nivelului, a vitezei de curgere, cât şi de procesele de eroziune şi depunere. Cercetările au stabilit că în cazul nivelului ridicat al apelor se produce o puternică eroziune a concavităților şi o acumulare a materialului erodat în zonele cu asperități.

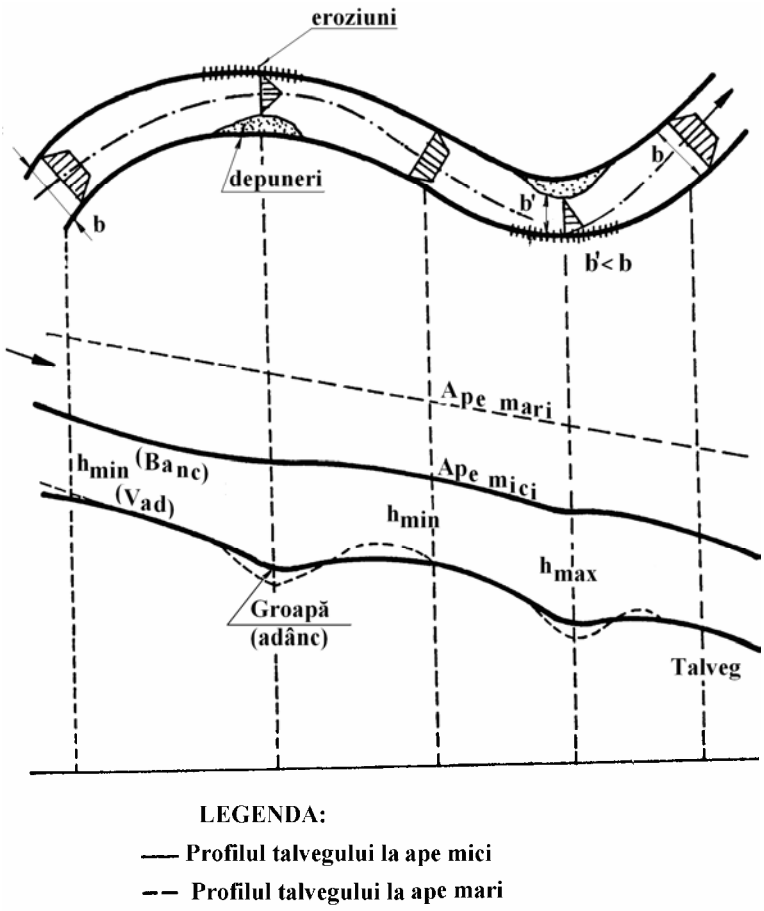


Figura 1.24 Plan şi profil în lung al unui sector de râu din zona de şes

Râurile în evoluția lor tind către profilul de echilibru, profil ce se realizează atunci când eroziunea şi acumularea se compensează. Profilul de echilibru al unui râu are forma unei curbe parabolice mai accentuată în regiunea de izvor şi foarte domoală spre vărsarea râului.

O noțiune legată de profilul longitudinal al unui râu o constituie nivelul sau baza de eroziune, care reprezintă nivelul de confluență al râului cu un alt râu, fluviu, lac, mare sau ocean. Cu cât nivelul de bază este mai coborât, cu atât eroziunea în râu va fi mai accentuată.

În funcție de locul de vărsare a râurilor şi fluviilor există mai multe niveluri de eroziune şi anume: niveluri generale date de oceane, niveluri de eroziune legate de mările continentale şi niveluri de eroziune locale date de confluența a două râuri.

d. Reprezentări batimetrice

Reprezentarea hidrotopografică (secțiuni transversale, vedere în plan) a albiei unui curs de apă, se face prin curbe batimetrice (figura 1.25).

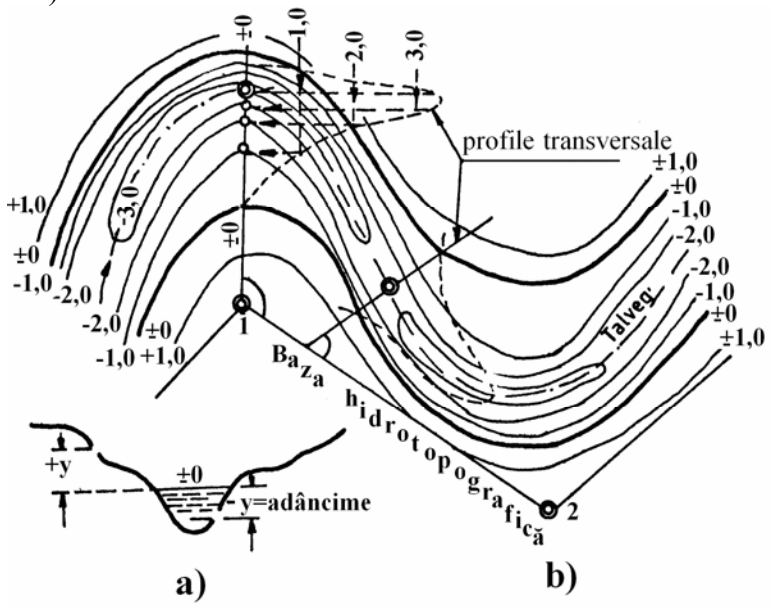


Figura 1.25 Curbe batimetrice ale albiei minore. a) definiția curbei batimetrice; b) trasarea curbelor batimetrice

Se numesc curbe batimetrice, curbele de egală adâncime ale albiei, având ca plan de referință suprafața liberă a apei la cel mai scăzut nivel înregistrat de-a lungul anilor, numit plan de cotă „zero". Se mai foloseşte drept plan de cotă „zero" suprafața liberă a apei la data calendaristică corespunzătoare ridicării hidrotopografice.

În practică, curbele batimetrice se trasează prin puncte de egală adâncime obținute cu ajutorul unor profile transversale ridicate hidrotopografic. În curbura unui sector de râu, aceste curbe sunt mai apropiate la malul concav (pantele sunt mai mari) şi mai depărtate la malul convex.

Curbele batimetrice aflate sub planul de referință de cotă „zero" au valori negative, iar cele aflate deasupra au valori pozitive. Cele mai adânci curbe batimetrice au formă de elipse alungite şi îndoite.

Reprezentarea hidrotopografică se foloseşte la calculul volumului de apă acumulat într-un sector de albie, la studii hidrodinamice, la proiectarea unei lucrări hidrotehnice etc.

Deoarece forma unei albii se modifică în timp, iar reprezentarea hidrografică ne dă caracteristicile morfologice ale albiei la un moment dat,

apare necesitatea unor ridicări hidrotopografice recente pentru a fi utile în proiectare. Cel mai concludent exemplu îl constituie lucrările de regularizări de albii care nu se pot executa după un proiect mai vechi, proiect care a avut la bază reprezentări hidrotopografice la un moment dat ce nu mai sunt în concordanță cu situația reală din teren din momentul execuției regularizării.

e. Fenomenul de îngheț-dezgheț al cursurilor de apă

Apariția şi menținerea temperaturii aerului sub 0 ^{o}C, generează fenomenul de îngheț şi drept urmare, râurile trec în faza regimului de iarnă. Se admite convențional ca început al perioadei de iarnă, înregistrarea temperaturilor negative ale aerului şi ca sfârşit, creşterea nivelului apelor de primăvară.

Intensitatea şi durata fenomenului de îngheț în ape (râuri, lacuri, canale etc.) sunt determinate de o serie de factori, cum sunt: suma temperaturilor zilnice negative ale aerului ($\sum t^{o}_{-}$), compoziția chimică a apei, viteza apei, debitul, viteza vântului, compoziția litologică a malurilor, grosimea stratului de zăpadă peste gheață, prezența izvoarelor calde, condițiile morfometrice, deversarea unor ape mai calde în râuri de la procese tehnologice exoterme etc.

Cele mai răspândite formațiuni de gheață, care apar pe marea majoritate a apelor țării în fiecare an sunt: gheața la mal, podul de gheață, ace de gheață, gheață de fund, gheață spongioasă (năboiul, zaiul sau inia), sloiuri, îngheț până la fund, zăpoare şi blocaje de ghețuri.

Durata totală a formațiunilor de gheață este în medie de 80…100 zile în zonele muntoase şi nordul Moldovei, 60…80 zile în sudul Moldovei şi în Transilvania, 40…60 zile în sudul țării, 20…40 de zile în vestul țării şi 35…45 zile pe Dunăre (uneori se poate ajunge până la 90 de zile). Se menționează că există şi sezoane de iarnă fără fenomene de îngheț pe râuri.

În cadrul regimului de iarnă al râurilor se pot observa trei faze caracteristice: procesul formării gheții, înghețul complet şi dezghețul.

e_1) Procesul formării gheții

După răcirea stratului superficial al apei, apar primele formațiuni de gheață numite ace de gheață, care au aspectul unei pojghițe subțiri asemănătoare cu un lichid uleios.

Când viteza apei în râuri este mică odată cu acele de gheață se formează şi gheața la mal, care poate să apară sub trei aspecte: formațiuni

temporare sau gingii (apar de obicei noaptea şi ziua se topesc), formaţiuni permanente şi punţi de gheaţă.

Dacă suprarăcirea apei continuă, se formează cristale de gheaţă în jurul particulelor de aluviuni în suspensie şi de fund, cristale ce se unesc şi alcătuiesc gheaţa interioară, care poate apare sub forma de gheaţă spongioasă sau gheaţă de fund.

Când apa în râuri are temperatura cu câteva zecimi sub 0^oC în timpul ninsorii, se formează năboiul de zăpadă, care de multe ori dă naştere unei mase amorfe ce pluteşte, denumită inie.

e_2) Înghețul complet al râurilor

Dacă temperatura apei continuă să rămână negativă, sloiurile de gheaţă cresc ca număr şi dimensiuni, reducând viteza curentului de apă şi se formează podul de gheaţă.

În iernile geroase, gheaţa creşte în grosime putând apare înghețul până la fund numai pe sectoarele râurilor din nord şi est, când alimentarea subterană este foarte mică sau lipseşte şi pantele sunt foarte line.

Grosimea stratului de gheaţă este funcţie de următorii factori:

$$H=f(\sum t_{-}^{o}, h, v, R) \qquad [m] \qquad (1.32)$$

unde: $\sum t_{-}^{o}$ este suma temperaturilor negative ale aerului; h, grosimea stratului de zăpadă pe gheaţă; v, viteza curentului; R, particularităţile suplimentare de regim ale locului unde s-a format stratul de gheaţă (intensitatea şi temperatura apelor freatice, salinitatea şi compoziţia chimică a acestora etc.).

Factorul principal care influenţează creşterea grosimii gheţii este temperatura aerului, influenţă ce rezultă din formula:

$$H = \varphi\sqrt{\sum t_{-}^{o}} \qquad [m] \qquad (1.33)$$

unde: φ este coeficientul care reprezintă condiţiile locale naturale.

e_3) Dezgheţul râurilor

Spre sfârşitul iernii, odată cu creşterea progresivă a temperaturii aerului, grosimea gheţii se micşorează sub acţiunea factorilor termici (energia solară, ploi calde, vânturile etc.) şi a factorilor mecanici (presiunea apei pe partea inferioară a gheţii, acţiunea mecanică a unor sloiuri şi corpuri plutitoare etc.).

Topirea gheții se desfăşoară în mod diferit de la un râu la altul şi este în funcție de: viteza şi caracterul apelor mari de primăvară, temperatura apei, caracteristicile morfometrice ale albiei etc.

Imediat după topirea zăpezilor, are loc ridicarea podului de gheață, ca urmare a creşterii volumului de apă din albie. Odată cu ridicarea, podul de gheață se sfarmă în blocuri de gheață de diferite dimensiuni.

Aceste sloiuri se îngrămădesc în zonele caracterizate prin îngustări ale albiei, prezența insulelor, pantă redusă a râului, prezența meandrelor cu rază de curbură mică, ramificări în brațe ale râului, existența unor praguri de fund, a podurilor, a unor obstacole etc., formând blocaje de ghețuri (zăpoare) care obturează secțiunea de scurgere, provocând înălțarea importantă a nivelurilor apei în amonte.

Supraînălțările datorate zăpoarelor şi blocajelor pot fi remarcabile în unele ierni (de exemplu, în iarna 1941/1942 pe Dunăre la Giurgiu, s-au înregistrat creşteri de 9…10 m).

Cele mai mari niveluri cunoscute pe Dunăre se datorează blocajelor. Zăpoarele sunt mai frecvente pe râurile din zona de est a țării noastre şi diferă de la un râu la altul în funcție de direcția de curgere a apelor. Condiții favorabile producerii zăpoarelor se întâlnesc în zona de intrare în lacurile de acumulare, datorită reducerii vitezei apei (cazul râului Bistrița unde acest fenomen foarte frecvent se manifestă în coada lacului Izvorul Muntelui). Zăpoarele pot avea ca efecte negative: inundarea centrelor populate, distrugerea malurilor, deformarea albiei, periclitarea construcțiilor hidrotehnice etc.

Prevenirea formării zăpoarelor se face prin înlăturarea blocajelor şi prin distrugerea şi îndepărtarea sloiurilor. Zăpoarele odată formate pot fi distruse sub acțiunea presiunii apei din amonte şi prin intervenția omului. Dacă zăpoarele iau proporții mari, se recurge la minarea sau dinamitarea lor.

e_4) Necesitatea cunoaşterii fenomenului de îngheț

Cunoaşterea fenomenului de îngheț prezintă importanță deosebită pentru proiectarea, execuția şi exploatarea construcțiilor hidrotehnice, gospodărirea apelor, navigație, combaterea inundațiilor datorate blocajelor de gheață şi în general pentru combaterea tuturor efectelor distructive provocate de gheață.

La proiectarea construcțiilor hidrotehnice (baraje, diguri, stăvilare, epiuri, prize, pile etc.) este luată în calcul forța de împingere a gheții, iar în execuție şi exploatare acestea sunt protejate prin pereți întăriți, etc., de efectul izbirii sloiurilor şi prin grătare, dispozitive de golire etc., de efectul aglomerării năboiului şi sloiurilor.

Presiunea exercitată de gheață poate fi statică (provocată de împingerea gheții dilatate) şi dinamică (exercitată de blocurile de gheață în mişcare).

Pentru calculul presiunii statice maxime, specialiştii recomandă formula lui Royen:

$$P_g = 0,9 h_g \left(\Delta t_g + 1\right) \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta t_g}{n}\left(\Delta t_g + 1\right)^2} \qquad \text{[t/m]} \qquad (1.34)$$

unde: h_g este grosimea stratului de gheață [m]; Δt_g, cresterea maximă a temperaturii gheții în timp de n ore [^{o}C].

Se admite că Δt_g=0,35·Δt_a, unde Δt_a este creşterea maximă a temperaturii aerului în acelaşi interval de timp.

Când lipsesc datele meteorologice, pentru presiunea statică a gheții, sunt recomandate o serie de valori care diferă de la o țară la alta.

Astfel, pentru Rusia, P_g=7…28 t/m (pentru grosimi ale podului de gheață de 0,50…1,50 m), în Suedia P_g=15…20 t/m, în Germania P_g=5…15 t/m, în Franța P_g=10 t/m , iar în România P_g=5…10 t/m.

Presiunea dinamică a gheții, este dată de formula lui Kuznețov:

$$P_{g,d} = k \cdot v \cdot h_g \sqrt{b \cdot l} \qquad \text{[t/m]} \qquad (1.35)$$

unde: v este viteza de curgere a sloiurilor [m/s]; b şi l, dimensiunile în plan ale sloiurilor de gheață [m]; h_g, grosimea sloiurilor [m], iar k=2,36…4,30 coeficient empiric ce depinde de rezistența la rupere a sloiurilor.

e$_5$) Efectele gheții

Existența gheții în râuri are ca efecte: micşorarea debitelor de apă, ridicarea nivelurilor şi modificarea sensibilă a cheii limnimetrice.

Într-o secțiune transversală a unui curs de apă, la acelaşi nivel debitul cu gheață (Q_i) este mai mic decât debitul albiei libere (Q).

Raportul acestor debite (k_i=Q_i/Q) numit coeficient de corecție de iarnă, este deci subunitar şi se micşorează odată cu creşterea grosimii gheții.

În cazurile limită, avem k_i=0 pentru îngheț până la fund şi k_i=1 când nu există gheață sau gheața nu atinge apa.

Pentru calculul debitelor de apă reale din timpul fenomenelor de îngheț (Q_i), se foloseşte cel mai frecvent procedeul coeficienților k_i, care constă în următoarele (figura 1.26):

- se extrag coeficienții k_i pentru zilele luate în calcul din curba k_i=f(T);
- pentru aceleaşi zile se determină nivelurile pe timp de iarnă H_i;
- cu aceste niveluri se intră în cheia limnimetrică de vară Q=f(H) şi rezultă debitele Q;
- aceste debite se înmulțesc cu coeficienții k_i stabiliți anterior şi rezultă astfel debitele Q_i căutate.

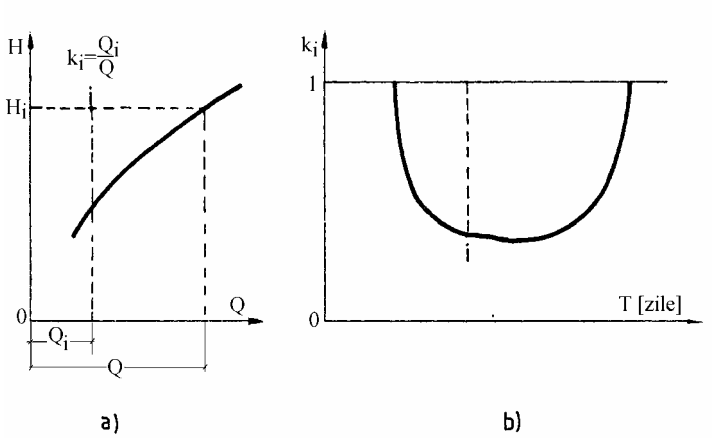


Figura 1.26 Calculul debitelor Q_i prin procedeul coeficienților k_i

Dacă numărul măsurătorilor de iarnă este suficient de mare se pot folosi şi cheile limnimetrice de iarnă.

Când în timpul fenomenelor de îngheț, măsurătorile de debit nu sunt numeroase, dar există măsurători asupra gheții scufundate ($\Omega_{gh,sc}$), se foloseşte legătura dintre k_i şi $k_{gh,sc}$.

$$k_{gh,sc} = \frac{\Omega_{gh,sc}}{\Omega} \qquad [-] \qquad (1.36)$$

unde: Ω este aria secțiunii albiei.

Un efect al gheții în gospodărirea apelor îl constituie diminuarea cantităților de apă disponibile pentru folosințe. Dacă ne referim la lacurile de acumulare, stratul de gheață reprezintă un volum de apă înmagazinat, de care nu pot beneficia folosințele (uzinele hidroelectrice, sistemul de alimentare cu apă etc.).

Asupra construcțiilor hidrotehnice masive, efectul presiunii dinamice al gheții este neglijat, dar asupra elementelor de construcții subțiri (stavile, grătare etc.) acest efect este foarte important şi drept urmare în exploatare se iau măsuri ca: spargerea gheții, încălzirea grătarelor, folosirea unor substanțe antigel etc.

Pentru navigație efectul gheții este resimțit prin scurtarea perioadei de navigație datorită afectării securității vaselor. Eliminarea acestuia se face prin dotarea vaselor cu dispozitive de producere a vibrațiilor care distrug podul de gheață şi prin patrularea spărgătorilor de gheață pe cursurile navigabile.

Un alt efect al gheții îl constituie, inundarea zonelor limitrofe cursurilor de apă prin remuul creat de blocajele de gheață din spatele unor obstacole naturale sau artificiale. Aceasta se înlătură prin spargerea sau dinamitarea blocajelor, iar pentru cursurile navigabile se folosesc spărgătoarele de gheață.

1.4.HIDROGRAFIA LACURILOR

A. GENERALITĂȚI

Lacurile ocupă formele negative de relief (cuvete, depresiuni, cupe sau loji), ce sunt umplute cu apă. Noțiunea de lac reprezintă legătura organică ce există între cuvete şi masa de apă. Majoritatea lacurilor de pe suprafața Pământului au masa de apă de origine continentală (rezultată din ploi, zăpezi sau izvoare), deci sînt lacuri ce nu au făcut parte niciodată din Oceanul Planetar. Dacă ne referim la geneza cuvetelor lacustre, aceasta este legată de influența factorilor endogeni şi exogeni. Sub acțiunea factorilor endogeni, au rezultat depresiuni cu adâncimi şi întinderi mari care umplute cu apă au format lacurile de origine tectonică. După rolul predominant al factorilor exogeni sau externi (râurile, ghețarii, vântul etc.) au luat naştere lacurile: fluviatile, glaciare, eoliene, organogene şi antropice.

În hidrotehnică prezintă importanță lacurile antropice adică lacurile artificiale rezultate prin activitatea omului. Majoritatea acestor lacuri sunt formate în lungul apelor curgătoare în spatele unor baraje şi reprezintă cea mai rapidă şi eficace cale de regularizare a debitelor. Pentru combaterea inundațiilor, lacurile prezintă avantajul că pot controla din puncte concentrate debitele viiturilor, iar pentru folosințele de apă ele satisfac cel mai bine cerințele de consum ale acestora.

Aceste lacuri sunt compuse din următoarele părți: barajul (care se construieşte din beton sau materiale locale), cuveta lacului (în care se realizează acumularea apei), construcțiile şi instalațiile de golire sau evacuare a apei din lac amplasate în corpul barajului sau pe unul din maluri (vane de diferite tipuri, deversoare centrale sau laterale, instalații de pompare etc.), AMC-uri aparate de măsurare şi control (telelimnimetru avertizor, limnigraf, aparat pentru măsurarea grosimii aluviunilor,

evaporimetru etc.) şi lucrări anexe (reţeaua telefonică sau radiotelefonică, construcţii gospodăreşti, plantaţii de protecţie etc.).

Ţinând cont de amplasamentul lacurilor de acumulare în cadrul unui bazin hidrografic al unui râu, acestea pot fi în zona montană, în zona deluroasă şi în zona de câmpie. Lacurile din zona de munte au baraje înalte şi de lungimi mici, construite fiind de obicei din beton sau piatră şi au ca scopuri principale: hidroenergetica şi atenuarea viiturilor. Ele pot servi în secundar şi pentru alimentarea cu apă potabilă şi industrială şi pentru irigaţii, dar costul apei este ridicat datorită distanţelor mari de transport.

Lacurile din zona deluroasă au baraje mai mici, construite de obicei din materiale locale şi sunt cele mai corespunzătoare alimentării cu apă potabilă şi industrială a centrelor populate şi pentru irigaţii, deoarece sunt situate în apropierea acestor folosinţe şi totodată le apără împotriva inundaţiilor.

Lacurile din zona de câmpie au baraje de înălţimi mici şi de lungimi mari, construite fiind de obicei din pământ şi reprezintă avantajul că se găsesc în apropierea zonelor populate şi a terenurilor irigate, dar şi dezavantajul că necesită lungimi mari de baraj şi au pierderi mari de apă prin infiltraţie şi evaporaţie. Pentru atenuarea undelor de viitură în luncile râurilor mari se creează acumulări prin îndiguire care au forma unor compartimente de incinte inundabile.

În România există multe baraje construite pentru atenuarea viiturilor şi satisfacerea folosinţelor în majoritatea bazinelor hidrografice ale râurilor.

Lacurile de acumulare amplasate pe apele curgătoare sunt considerate lucrări de gospodărirea apelor (fac obiectul acestei discipline), ce realizează supraînălţări de niveluri şi modifică repartiţia în timp a debitelor râurilor pe care sunt amplasate, prin volumul de apă pe care îl reţin. Deci în cadrul unui bazin hidrografic, lacurile realizează două tipuri de modificări ale condiţiilor naturale şi anume: modificarea nivelurilor şi modificarea regimului debitelor [Giurma I., 1997; Giurma I., 2000].

B. ELEMENTELE MORFOMETRICE ALE LACURILOR

Aceste elemente se determină pe planuri de situaţie (figura 1.27) întocmite la scări convenabile, cu ajutorul planimetrelor (pentru suprafeţe), a curbimetrelor (pentru lungimi) sau a altor metode moderne (mediile GIS) şi sunt următoarele:

- suprafaţa bazinului de recepţie a lacului de pe care îşi colectează apele - $\boldsymbol{F}$ [km^2];

- lungimea lacului ca fiind distanța măsurată pe linia sau curba (funcție de forma lacului) ce unește punctele cele mai îndepărtate ale lacului și împarte cuveta lacului în două suprafețe aproximativ egale - ***L*** [km];
- lățimea lacului; dacă ne referim la lățimea luciului de apă se au în vedere două lățimi și anume cea maximă și cea medie; lățimea maximă este dată de cea mai mare distanță cuprinsă între două puncte aflate pe malurile lacului, măsurată pe normala la lungimea lacului l_{max} [km]; lățimea medie este dată de raportul dintre suprafața lacului și lungimea sa - l_{med} [km];

$$l_{med} = \frac{S}{L} \qquad [km] \qquad (1.37)$$

- axa mare a lacului ce reprezintă dreapta care unește punctele cele mai îndepărtate de pe malurile lacului ***AB*** [km] (figura 1.27);
- axa mică a lacului este dată de segmentul de dreaptă de lungime maximă ce unește două puncte aflate pe malurile lacului și este normală la axa mare a lacului – ***CD*** [km] (figura 1.27);
- suprafața luciului de apă a lacului - ***S*** [km^2];
- volumul lacului de acumulare – ***W*** [milioane m^3].

Aceste ultime două elemente au o valoare precizată pentru o cotă a nivelului apei în lac. Deoarece în fazele de studiu ale amplasamentului unui lac se analizează diferitele cote posibile de retenție, iar în fazele de exploatare a unui lac se urmărește tot timpul modul de variație a nivelului în lac, cunoașterea variației acestor elemente este foarte utilă în practică și drept urmare pentru fiecare lac în parte se construiesc următoarele curbe caracteristice:

a) curba de variație a suprafeței luciului de apă din lac în funcție de cota nivelului apei (curba batigrafică sau hipsografică);

b) curba variației volumului de apă din lac în funcție de cota nivelului apei (curba de capacitate).

Când se determină aceste curbe caracteristice trebuie să se țină seama de faptul că luciul apei în lac nu este orizontal, ci prezintă un anumit remuu. Calculele de remuu pot fi neglijate la lacurile de adâncimi mari amplasate în zona de munte și de deal, lucru ce nu poate fi făcut la lacurile din zonele de șes amplasate pe râurile mari.

a) Curba de variație a suprafeței luciului de apă din lac în funcție de cota nivelului apei

Variația suprafeței luciului de apă din lac în funcție de cota nivelului apei la baraj este dată de dependența funcțională ***S=f(H).***

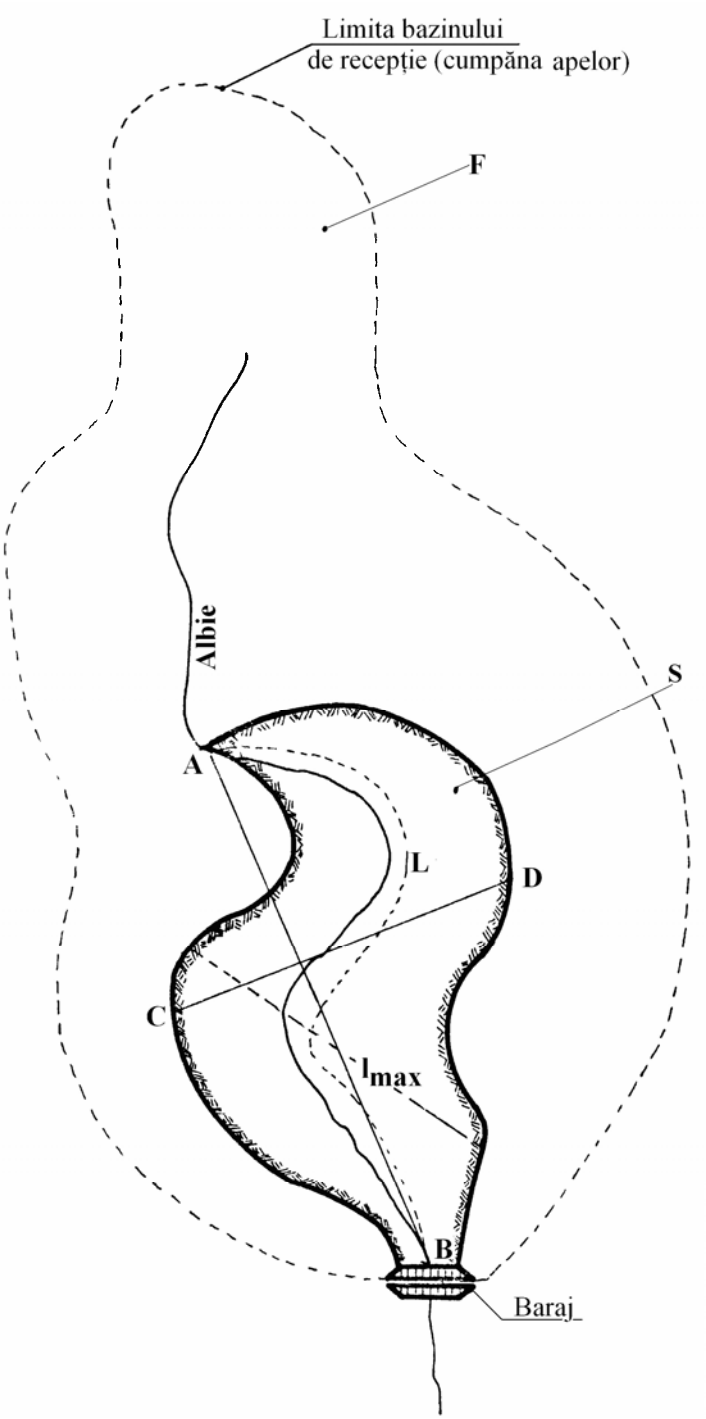


Figura 1.27 Elementele morfometrice ale unui lac de acumulare

Suprafețele luciului de apă din lac, corespunzătoare diferitelor cote ale nivelului apei la baraj, se determină prin planimetrare pe planuri de situație cu curbe de nivel (figura 1.28) ale amplasamentului lacului, în cazul când luciul apei se admite orizontal sau cu ajutorul conturului curbelor suprafeței libere a apei la diferite niveluri la baraj, curbe obținute în urma efectuării calculelor de remuu.

Prin reprezentarea grafică a perechilor de valori (***S, H***) într-un sistem de axe rectangulare se obține curba căutată (figura 1.29).

b) Curba variației volumului de apă din lac în funcție de cota nivelului apei

Variația volumului de apă dintr-un lac de acumulare funcție de cota nivelului la baraj este dată de dependența funcțională ***W=f(H).***

Cele mai uzuale metode de calcul pentru volumul lacului sunt: metoda suprafețelor medii a tranşelor orizontale şi metoda trunchiurilor de piramidă.

Metoda suprafețelor medii a tranşelor orizontale se bazează pe integrarea prin diferențe finite a ecuației:

$$W = \int_0^H S \cdot dh \qquad (1.38)$$

În acest scop, volumul apei din lac se împarte într-un număr de „***n***" tranşe delimitate prin secțiuni orizontale (sau prin curbele suprafeței apei numite izobate sau izohipse) la diferite cote ale apei la baraj.

Volumul parțial cuprins între secțiunile „***i-1***" şi „**i**" se calculează cu relația:

$$\Delta W_{i-1,i} = \frac{S_{i-1} + S_i}{2} \Delta h \qquad [m^3] \qquad (1.39)$$

unde: S_{i-1} este suprafața închisă de curba de nivel inferioară; S_i, suprafața închisă de curba de nivel superioară; Δh, diferența de cote între două curbe succesive.

Volumele cumulate sunt date de relația:

$$W_i = W_{i-1} + \Delta W_{i-1,i} \qquad [m^3] \qquad (1.40)$$

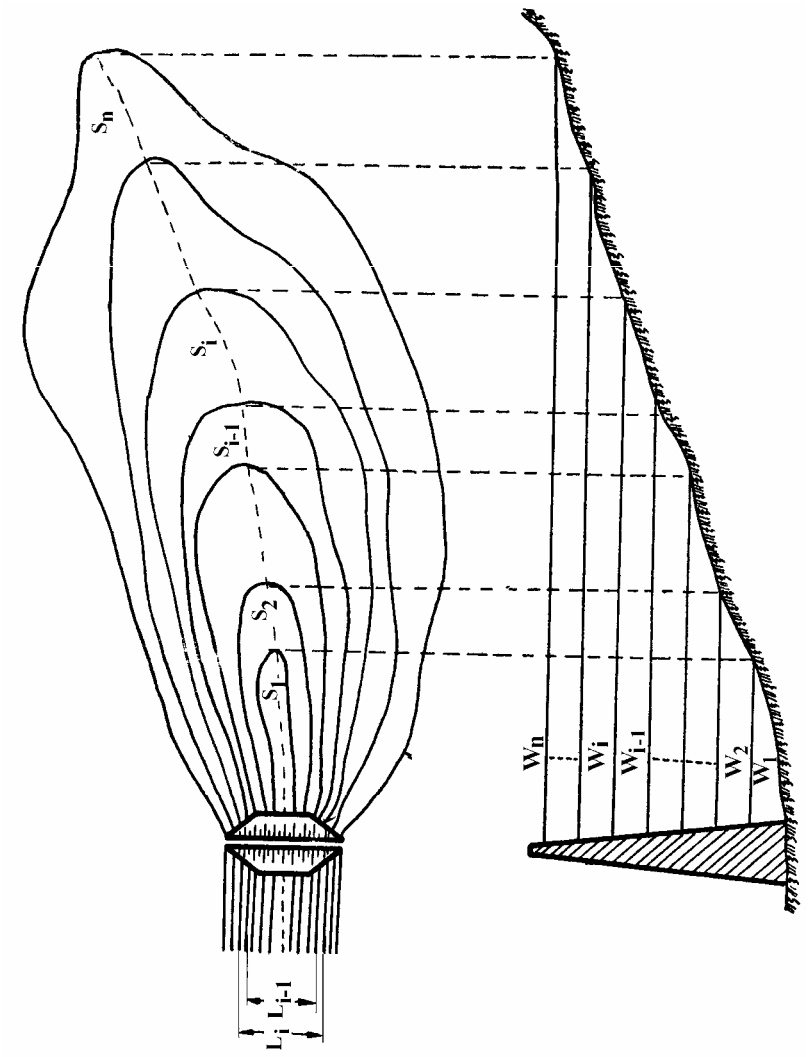


Figura 1.28 Amplasarea barajului

Metoda trunchiurilor de piramidă are la bază acelaşi principiu, dar consideră că volumul parțial dintre secțiunile „***i-1***" şi „***i***" este:

$$\Delta W_{i-1,i} = \frac{1}{3}\left(S_{i-1} + \sqrt{S_{i-1} \cdot S_i} + S_i\right)\Delta h \qquad [m^3] \qquad (1.41)$$

de unde rezultă:

$$W_i = W_{i-1} + \Delta W_{i-1,i} \qquad [m^3] \qquad (1.42)$$

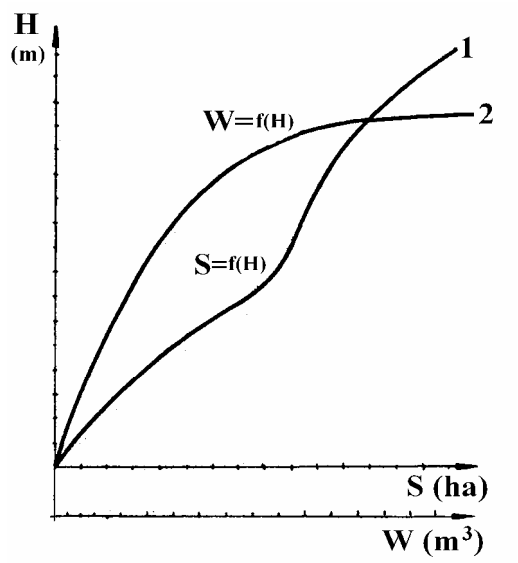


Figura 1.29 Curbele caracteristice ale acumulării: 1) curba variației suprafeței luciului de apă din lac; 2) curba variației volumelor în lac.

În urma calculelor efectuate prin una din aceste metode se reprezintă grafic perechile de valori (***W***, ***H***) într-un sistem de axe rectangular şi se obține curba căutată (figura 1.29):

- *gradul de sinuozitate al malurilor lacului* este dat de relația:

$$C_S = \frac{L_M}{L_C} \qquad [-] \qquad (1.43)$$

unde: L_M, lungimea malurilor; L_C, lungimea cercului de suprafață egală cu suprafața lacului.

Ținând seama de formulele: $L_c = 2\,\pi\,R$ şi $S = \pi\,R^2$ rezultă: $R = \sqrt{\frac{S}{\pi}}$ şi $L_c = 2\pi \sqrt{\frac{S}{\pi}} = 2\,\sqrt{\pi \cdot S}$ care introdus în C_s ne dă:

$$C_s = \frac{L_M}{2\sqrt{\pi \cdot S}} \qquad [-] \qquad (1.44)$$

- *adâncimea lacului* este dată sub formă de adâncime maximă sau ca adâncime medie; adâncimea maximă a unui lac se obține prin măsurători batimetrice; adâncimea medie a lacului corespunzătoare unui anumit nivel, este obținută cu relația:

$$h_{med} = \frac{W}{S} \qquad [\text{m}] \qquad (1.45)$$

unde: ***W*** este volumul apei din lac; ***S***, suprafața luciului apei la nivelul considerat;

- *panta medie a fundului lacului* este dată de tangenta trigonometrică a unghiului mediu de înclinare a fundului cuvei şi se calculează cu formula:

$$i = \frac{\Delta H \cdot \sum l}{S_0} \qquad [-] \qquad (1.46)$$

unde: ***ΔH*** este echidistanța metrică dintre curbele de nivel; ***Σl***, suma lungimilor curbelor de nivel măsurate pe planul de situație; S_0, suprafața închisă de curba de nivel superioară (luciul apei).

- *suprafața cuvei lacului* S_f [km^2] se calculează cu formula:

$$S_f = \frac{S_0}{\cos\alpha} \qquad [\text{km}^2] \qquad (1.47)$$

- indicele de formă a cuvei lacului este dat de relația:

$$f = \frac{h_{med}}{h_c} \qquad [-] \qquad (1.48)$$

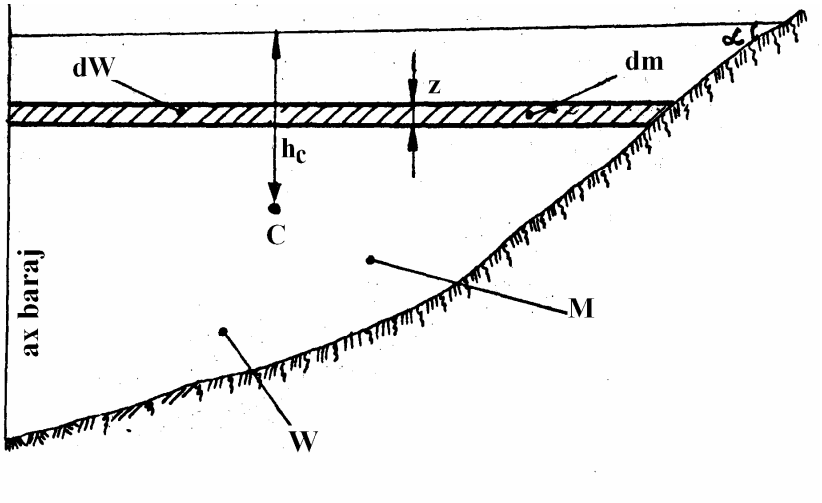


Figura 1.30 Profil longitudinal printr-un lac de acumulare

unde: h_c este adâncimea centrului de greutate al lacului pentru care este folosită formula lui Muraveiski:

$$h_c = \frac{\int z \cdot dm}{M} = \frac{\int z \cdot \rho \cdot dw}{\int \rho \cdot dw} = \frac{\int z \cdot dw}{W} \qquad [m] \qquad (1.49)$$

unde: ***z*** este grosimea unui strat elementar de apă din lac; ***dm***, masa acestui strat; ***M***, masa apei întregului lac; ***dw***, volumul stratului elementar; ***W***, volumul total al apei din lac; ρ, densitatea medie a apei din lac (figura 1.30).

Valoarea $\int zdw$ se obține cu ajutorul curbei capacității lacului prin planimetrarea suprafeței cuprinsă între abscisă şi curba respectivă.

C. PARAMETRII TEHNICI ŞI TEHNICO-ECONOMICI AI LACURILOR

Aceşti parametri se întâlnesc la lacurile de acumulare amenajate în vederea exploatării şi se împart în parametri constructivi şi parametri de gospodărirea apelor.

Parametrii constructivi sunt dictați de tipul şi dimensiunile barajului folosit în amenajare precum şi de tipurile şi dimensiunile descărcătorilor de ape mari şi a golirilor de fund adoptate.

Parametrii de gospodărirea apelor definesc potențialul acumulării de a-şi exercita funcțiile pentru care a fost executată sau modul în care exploatarea acumulării realizează în timp aceste funcții.

Cei mai importanți sunt următorii:

a) unii parametri morfometrici sau hidrologici priviți sub aspectul tehnico-economic şi anume: nivelurile, suprafețele şi volumele caracteristice, debitele maxime capabile ale descărcătorilor la nivelul maxim extraordinar şi la nivelul coronamentului barajului etc.;

b) indicatori ce exprimă interacțiunea dintre lac şi regimul rețelei hidrografice printre care amintim: *coeficientul de acumulare* (raportul între volumul util al lacului şi volumul afluent mediu anual în secțiunea barajului); *gradul de regularizare* (raportul dintre debitul minim asigurabil prin exploatare şi debitul afluent mediu multianual); *coeficientul de acumulare al undelor de viitură* (raportul dintre capacitatea de atenuare şi volumul undei de viitură cu o anumită probabilitate de depăşire); *gradul de atenuare al undelor de viitură* (raportul dintre debitul maxim defluent şi debitul maxim afluent cu o anumită probabilitate de depăşire);

c) indicatori care exprimă efectul lacului de acumulare asupra beneficiarilor; dintre aceştia cei mai importanți sunt indicatorii de utilizare a lacului

(suprafața irigată asigurată raportată la volumul util al lacului, puterea asigurată în centralele hidroelectrice raportată la acelaşi volum util etc.);
d) indicatorii economici ai realizării şi funcționării acumulării printre care amintim: costuri şi venituri specifice sau totale.

D. BILANȚUL APEI ÎN LACURI

Pentru un interval de timp se poate scrie ecuația de bilanț:

$$V_a + P - V_d - E - I = \pm \Delta V \qquad (1.50)$$

unde: V_a este volumul afluent în lac, provenit din scurgerea de suprafață, scurgerea intermediară şi scurgerea subterană; P, volumul de apă rezultat din precipitațiile căzute pe suprafața lacului; V_d, volumul defluent din lac (prin descărcătorii barajului, prelevări de apă din lac etc.); E, volumul de apă evaporat de pe suprafața luciului de apă; I, volumul de apă pierdut prin infiltrații; ΔV, variația volumului de apă din lac în unitatea de timp considerată; $+\Delta V$, excedent; $-\Delta V$, deficit cu sens fizic numai când în momentul efectuării bilanțului lacul nu este gol.

E. DINAMICA APEI ÎN LACURI

În lacurile de acumulare se întâlnesc în funcție de factorii care le generează, mişcări permanente, mişcări periodice (temporare) şi mişcări cunoscute sub numele de seişe.
a) Mişcările permanente – aceste mişcări au un caracter lent şi sunt produse de curenții formați de apa râurilor care intră sau ies din lac. Viteza de înaintare a acestor curenți este în funcție de volumul de apă din lac şi de elementele componente ale bilanțului apei în lac.
b) Mişcările temporare – în apa lacurilor de acumulare sub acțiunea vântului mişcările temporare manifestate sunt sub formă de curenți şi sub formă de valuri.

Curenții generați de vânt pot fi de suprafață (superficiali) sau de diferite adâncimi. La lacurile de adâncime mică curenții pot fi resimțiți până la fund. Viteza de înaintare a curenților de suprafață este de 10…30 ori mai mică decât viteza vânturilor ce-i generează.

În apropierea malurilor datorită curenților se produc acumulări de apă, acumulări ce creează curenți de compensare cu o direcție de înaintare inversă curenților produşi de vânt în cazul lacurilor mici şi paralelă cu malurile în cazul lacurilor mari [Giurma I., 1997].

În funcţie de factorii care contribuie la formarea valurilor avem: valuri provocate de vânt, valuri provocate de cutremure şi valuri rezultate din acţiunea altor cauze.

Valurile provocate de vânturi sunt cele mai frecvente în lacurile de acumulare. Ele reprezintă o mişcare ondulatorie a straturilor de apă de la suprafaţa lacului, fără a imprima acestora o translaţie pe orizontală (de exemplu, urmărind un flotor observăm cum urcă pe creasta valului şi apoi coboară pe talpa acestuia fără să se deplaseze pe orizontală). În adâncime aceste valuri se propagă de la câţiva metri până la 20…40 metri (în cazul lacurilor foarte mari), iar înălţimea lor în marile lacuri poate ajunge până la 6 metri.

Datorită presiunilor exercitate de vânt pe suprafaţa liberă a apei, moleculele de apă de la suprafaţă sau de la diferite adâncimi, efectuează mişcări ondulatorii, cu viteze egale, pe orbite circulare. Fie ***A-B*** suprafaţa lacului neagitată (aflată în repaus relativ) şi molecula nr. 1 aflată într-un punct inferior. Molecula nr. 2 fiind solicitată de presiunea vântului începe să descrie o traiectorie circulară parcurgând un arc de cerc. Molecula nr. 3 fiind mai înaintată parcurge un arc de cerc mai mare etc. Astfel moleculele de apă se găsesc în planuri diferite adică în poziţii asincrone unele faţă de altele. Unind vârful arcelor descrise de moleculele de apă în direcţia de bătaie a vântului se obţine profilul valului care din punct de vedere matematic reprezintă o curbă trohoidală (figura 1.31).

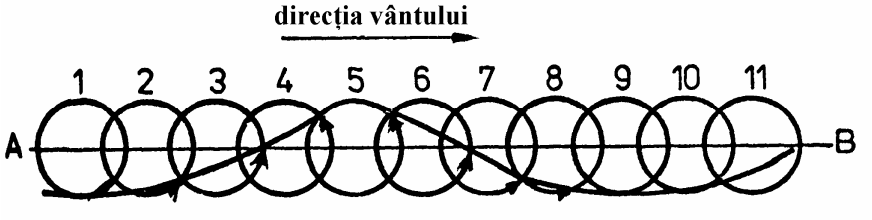


Figura 1.31 Mişcarea particulelor de apă în timpul formării valului

Elementele componente ale unui val sunt (figura 1.32):
- vârful (creasta) valului dictat de punctul de cotă superioară (***A***);
- talpa (depresiunea) valului dată de punctul de cotă inferioară (***B***);
- h_v, înălţimea valului indicată de diferenţa de cotă dintre vârful şi talpa valului;
- ***l,*** lungimea valului adică, distanţa dintre două creste succesive, respectiv două depresiuni;

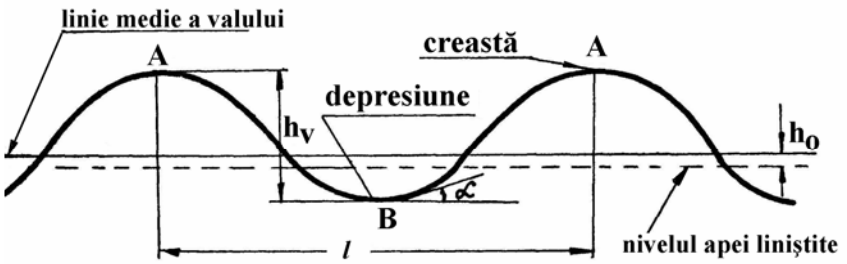


Figura 1.32 Elementele valului

- ***tg*** α, panta valului dată de tangenta trigonometrică a unghiului format de orizontală cu tangenta geometrică dusă la val în punctul de cotă inferioară;
- ***T,*** perioada valului dată de timpul în care valul parcurge o distanță egală cu lungimea sa;
- ***v,*** viteza de propagare a valului dată de raportul dintre lungimea şi perioada valului;
- h_0, înălțimea liniei medii peste nivelul apei liniştite.

Pentru calculul unor elemente ale unui val se folosesc o serie de formule citate în literatura de specialitate şi anume:
- după B.G. Andreianov:

$$h_v = 0{,}0208 \cdot v^{1{,}25} \cdot L^{0{,}33} \quad [\text{m}]$$
$$l = 0{,}304 \cdot v \cdot L^{0{,}5} \quad [\text{m}] \qquad (1.51)$$

unde: v este viteza maximă a vântului [m/s]; L, lungimea maximă a lacului măsurată pe direcția de bătaie a vântului [km].
- după Diakonov:

$$h_v = 0{,}0186 \cdot v^{0{,}71} \cdot L^{0{,}24} \cdot H^{0{,}54} \quad [\text{m}] \qquad (1.52)$$

unde: H este adâncimea apei în metri.
- după Sişov:

$$h_v = 0{,}0151 \cdot H^{0{,}34} \cdot v \cdot L^{0{,}33} \quad [\text{m}] \qquad (1.53)$$

După G.Shott reies următoarele valori pentru viteza de propagare a valului în funcție de viteza vântului care-l generează:

- viteza vântului [m/s]	8,8	10,7	17	21
- viteza valului [m/s]	7,5	9,2	14,7	18,3

La valurile provocate de vânt s-a constatat, că linia medie a lor este situată deasupra nivelului apei liniştite cu valoarea h_0 dată de formula:

$$h_0 = \frac{\pi \cdot h_v^2}{l} \cdot ch\frac{2\pi \cdot H}{l} \qquad [m] \qquad (1.54)$$

În cazul lacurilor de acumulare, valurile acționează prin energia lor asupra malurilor, cât şi asupra taluzurilor barajelor. Prin spargerea şi izbirea lor de maluri şi taluzuri (figura 1.33) energia se transformă în lucru mecanic modificând aspectul acestora.

Dacă înclinarea taluzului sau malului este ≤ de 45° şi ≥ 15°, înălțimea de deferlare (spargere şi înaintare) a valului pe taluz, respectiv mal, peste nivelul apei liniştite este dată de relația lui N.N.Djunkovski (figura 1.33):

$$h_{def} = 3,2 \cdot k h_v \cdot tg\alpha \qquad [m] \qquad (1.55)$$

unde: k este coeficient funcție de rugozitatea taluzului sau malului (k=1 pentru pereți netezi; k=0,77 pentru taluz protejat de anrocamente etc.).

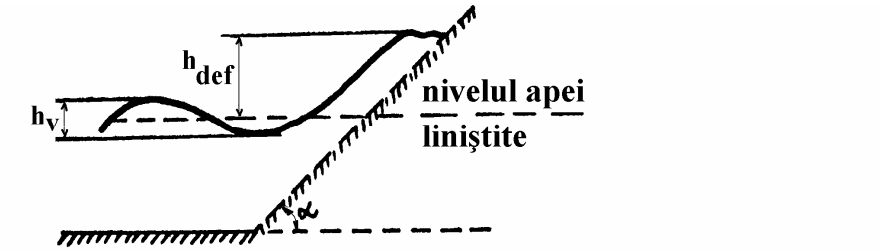


Figura 1.33 Înaintarea valului pe un taluz înclinat

Pentru înclinări mai mici de 15°, B.A. Pîşkin a enunțat formula:

$$h_{def} = 0,565 \cdot \frac{h_v \cdot tg\alpha}{\sqrt{n}} \qquad [m] \qquad (1.56)$$

unde: n este coeficientul de rugozitate.

În vederea stabilirii soluției constructive privind protejarea taluzurilor ce vin în contact cu apa, este necesară cunoaşterea forței de izbire a frontului de val.

Propagarea valurilor este o mişcare ondulatorie de perioadă:

$$T = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} \tag{1.57}$$

unde: λ este lungimea de undă de propagare; ***g,*** accelerația gravitațională.

Mişcarea particulelor de apă este complexă aşa cum s-a arătat în descrierea anterioară şi drept urmare pentru a stabili unele relații matematice între diferitele elemente ale unui val este necesară introducerea unor simplificări. În acest sens este edificator modelul introdus de Gerstner, care presupune:

- moleculele de apă execută o mişcare circulară uniformă;
- razele orbitelor descresc exponențial cu adâncimea;
- izobarele sunt trohoide circulare;
- fiecare particulă fluidă în timpul mişcării suportă presiunea din poziția de repaus.

Energia cinetică a particulelor de apă este egală cu energia lor potențială:

$$W_c = Wp = k_1 \cdot \gamma \cdot h_v^2 \cdot \lambda \cdot l \tag{1.58}$$

unde: k_1 este coeficient ce depinde de adâncimea apei; γ, greutatea specifică a apei; h_v, înălțimea valului; ***l,*** lungimea frontului de val.

Deoarece, din punct de vedere ingineresc prezintă interes forța de izbire a frontului de val, trebuie determinată puterea valurilor:

$$P = \frac{W}{T} \tag{1.59}$$

unde: W este energia particulelor de apă; T, perioada.

Se poate scrie deci:

$$P = \frac{k_1 \cdot \gamma \cdot h_v^2 \cdot \lambda \cdot l}{T} \tag{1.60}$$

Dacă ținem seama că $\lambda = \frac{T^2 \cdot g}{2\pi}$, rezultă

$$P = \frac{k_1 \cdot \gamma \cdot h_v^2 \cdot g \cdot T \cdot l}{2\pi} \tag{1.61}$$

Separând constantele de variabile rezultă:

$$\boldsymbol{P} = \frac{\boldsymbol{k}_1 \cdot \boldsymbol{\gamma} \cdot \boldsymbol{g} \cdot \boldsymbol{l}}{2\boldsymbol{\pi}} \cdot \boldsymbol{h}_{\boldsymbol{v}}^2 \cdot \boldsymbol{T} \qquad (1.62)$$

Notând cu $\boldsymbol{k}_0 = \frac{\boldsymbol{k}_1 \cdot \boldsymbol{\gamma} \cdot \boldsymbol{g} \cdot \boldsymbol{l}}{2\boldsymbol{\pi}}$ şi considerând $\boldsymbol{k}_1 = \frac{1}{16}$ se obține pentru $\boldsymbol{k_0}$ valoarea 975 şi rezultă astfel:

$$P = k_0 \cdot h \cdot T = 975 \cdot h_v^2 \cdot T \qquad [W] \qquad (1.63)$$

Exprimând puterea în KW rezultă:

$$P = h_v^2 \cdot T \qquad [kW] \qquad (1.64)$$

Se observă deci, că este necesară cunoaşterea numai a doi parametri şi anume „$\boldsymbol{h_v}$" şi „$\boldsymbol{T}$" pentru a fi posibilă calcularea puterii şi implicit a forței de izbire a frontului de val.

F. SEIŞELE

Datorită variațiilor bruşte ale presiunii atmosferice manifestate pe suprafața unui lac, se produc nişte mişcări oscilatorii ce fac ca oglinda apei să se încline când într-o parte când în alta. Aceste mişcări de balansare a apei sunt cunoscute sub numele de seişe.

În practică se întâlnesc seişe longitudinale (ce cuprind porțiuni întinse din suprafața unui lac) şi seişe transversale (ce se întâlnesc mai ales în lacurile alungite).

Figura 1.34 Seişe; a) seişe uninodale; b) seişe binodale

Axul în jurul căruia se balansează oglinda apei poartă denumirea de ax nodal. Intersecția acestui ax nodal cu un plan perpendicular pe el se numeşte nod.

În funcție de cauzele care produc seişele şi de mărimea lacului de acumulare putem întâlni seişe cu un nod, cu două noduri sau chiar cu mai multe noduri (figura 1.34). Seişele se caracterizează prin intensitate, perioada şi amplitudinea lor, elemente care diferă de la un lac la altul.

1.5. HIDROGRAFIA APELOR SUBTERANE

A.APE SUBTERANE

Pornind de la suprafața terenului spre adâncime se întâlnesc două zone de umiditate şi anume: zona nesaturată sau zona de aerație (unde porii solului sunt numai parțial umpluți cu apă) şi zona saturată (unde porii solului sunt umpluți cu apă în totalitate).

Formele de apă în zona nesaturată sunt:

a) apa adsorbită care reprezintă apa reținută de particulele de sol; după forța de atracție dintre moleculele de apă şi particulele de sol, apa adsorbită se împarte în apă de higroscopicitate şi apa peliculară;

b) apa capilară este apa ce umple porii capilari; apa capilară provenită din precipitații se numeşte apă capilară suspendată (când nu face legătura cu apa capilară rezultată din apa freatică); apa capilară rezultată din apa freatică se numeşte apa capilară sprijinită; definim ascensiune capilară, înălțimea până la care se ridică prin capilaritate apa freatică; se numeşte franj capilar, stratul delimitat de nivelul apei freatice şi limita maximă până la care se ridică apa freatică prin capilaritate; numim debit capilar, volumul de apă ridicat prin capilaritate din apa freatică în unitatea de timp;

c) apa gravitațională este apa care circulă prin pori, fisuri şi goluri carstice sub influența forțelor de greutate, fără a fi influențată de forțele de adsorbție şi forțele capilare; această apă alimentează straturile de apă freatică şi contribuie la creşterea nivelului acesteia.

Apa întâlnită în zona saturată se numeşte apă subterană, iar straturile îmbibate cu apă, straturi acvifere.

Ținând seama de adâncimea la care se află şi poziția pe care o ocupă față de straturile impermeabile, deosebim următoarele forme de ape subterane:

a) *Apa suspendată*

Straturile suspendate se pot forma în mod natural (prin infiltrarea apei din precipitații), sau în mod artificial (prin infiltrarea apei din irigații

sau de la canalizări defecte) în zona aerată a solului deasupra unor lentile locale impermeabile (de marne, argile etc.).
b) *Apa freatică* se întâlneşte în straturile permeabile de la suprafață şi este situată deasupra primului strat impermeabil.

Suprafața liberă a apelor freatice are legătură directă cu atmosfera, nivelul lor hidrostatic oscilând în funcție de umiditatea existentă în zona de aerație şi de variația factorilor hidrometeorologici. Se alimentează din precipitații şi accidental din infiltrarea apelor de irigații şi a apelor râurilor intersectate.

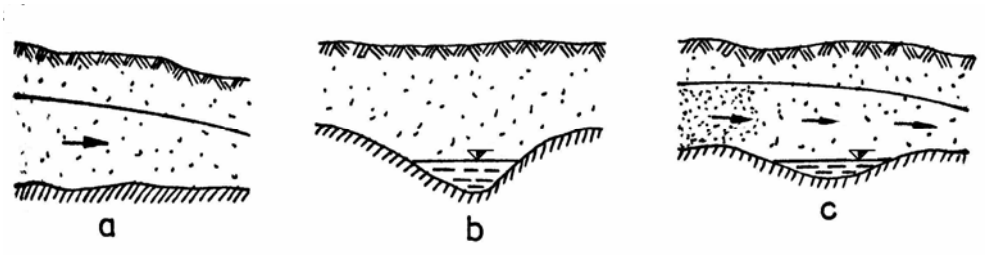


Figura 1.35 Apa freaticului. a) schema curentului freatic; b) schema bazinului freatic; c) combinație de curent cu bazin freatic.

În funcție de morfologia patului impermeabil apele freatice pot forma bazine freatice, curenți freatici şi combinații de curent cu bazin freatic (figura 1.35).

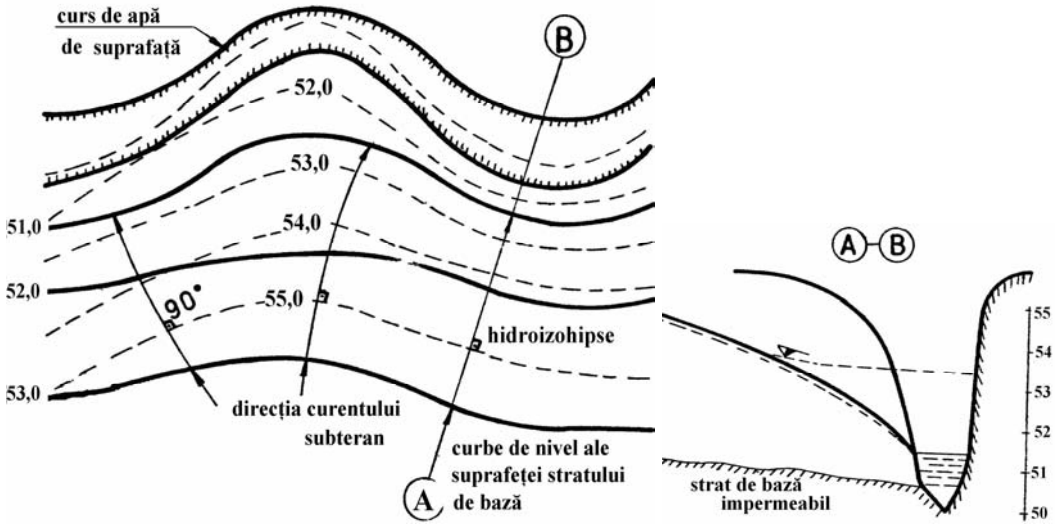


Figura 1.36 Curbe de egal nivel freatic, strat de bază şi direcții de curgere

Straturile acvifere freatice se împart după unități morfologice şi după natura rocilor saturate în:
- straturi acvifere în depozite de lunci şi câmpii joase;
- straturi acvifere în depozite de terasă;
- straturi acvifere la baza depozitelor loessoide.

Caracteristicile morfometrice ale unui acvifer sunt: curbele de nivel care reprezintă suprafața stratului de bază impermeabil şi hidroizohipsele (curbele echipotențiale) care reprezintă suprafața liberă a stratului acvifer. Direcțiile de scurgere ale curentului subteran sunt perpendiculare pe hidroizohipse (figura 1.36).

Curbele de egală adâncime ale suprafeței libere ale unui strat acvifer se numesc izofreate. Trebuie remarcat faptul, că apele freatice se pot impurifica uşor deoarece se găsesc la adâncimi reduse.

c) *Apele subterane captive* se consideră ca fiind apele cuprinse între două orizonturi impermeabile, fiind alimentate din apele superficiale sau precipitații, numai printr-o zonă redusă (figura 1.37).

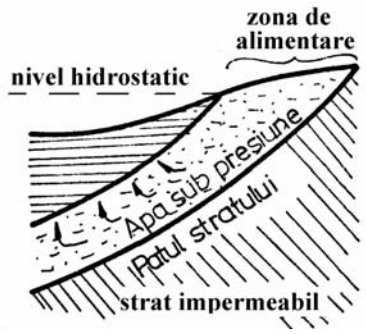


Figura 1.37 Elemente componente ale unui strat acvifer captiv sub presiune

Apa aflată într-un strat acvifer captiv se află sub presiune datorită diferenței de nivel dintre zona de alimentare şi zona de drenare. Când un strat acvifer captiv sub presiune este străpuns de un foraj (puț), atunci apa se ridică conform principiului vaselor comunicante spre nivelul hidrostatic al zonei de alimentare. Când această apă nu depăşeşte nivelul terenului se numeşte apă ascensională, iar când țâşneşte deasupra nivelului terenului se numeşte apă arteziană (figura 1.38).

Dacă de-a lungul unui strat acvifer captiv se execută o serie de puțuri, în acestea se înregistrează anumite niveluri piezometrice care pot fi pozitive (aflate deasupra cotei terenului) sau negative (aflate sub cota terenului). Aceste niveluri se pot măsura cu ajutorul unor manometre sau a altor aparate, montate la gura puțurilor [Giurma C.R., Popescu Şt., 2003].

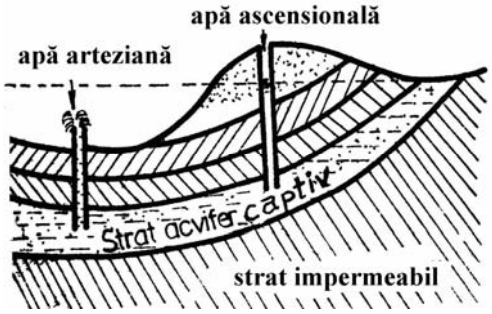


Figura 1.38 Apă arteziană şi ascensională

Nivelul piezometric al întregului acvifer captiv se obține cu ajutorul unei curbe parabolice ce unește nivelurile înregistrate în puțurile amintite (figura 1.39).

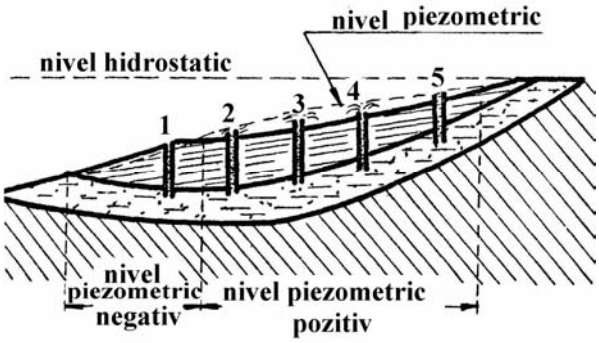


Figura 1.39 Nivelul piezometric al unui strat acvifer captiv

d) *Apele carstice* sunt apele subterane ce se acumulează şi curg prin goluri, canale şi peşteri formate prin dizolvarea calcarelor, dolomitelor, gipsurilor, anhidridelor şi sărurilor minerale. Ele se caracterizează prin debite mari.

B. IZVOARELE

Prin izvor se înțelege intersecția unui strat acvifer cu suprafața terenului. Ele pot fi: izvoare de convergență, izvoare de preaplin şi izvoare arteziene (figura 1.40).

Izvoarele de convergență apar în urma eroziunii solului aflat deasupra acviferului, de către torenți, pâraie sau râuri.

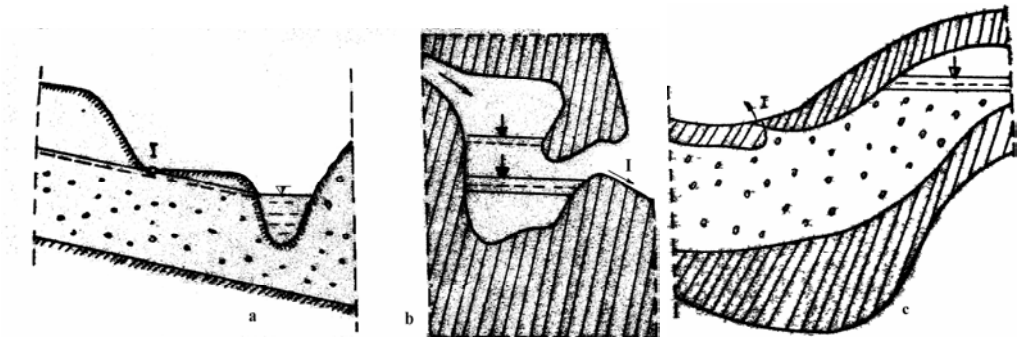


Figura 1.40 Formaţii tipice de izvoare. a) izvor de convergenţă;
b) izvor de preaplin; c) izvor artezian

Izvoarele de preaplin se compun dintr-o grotă şi două canale (unul de alimentare şi celălalt de evacuare). Canalul de evacuare are aspectul unui sifon.

Izvoarele arteziene aparţin anumitor structuri geologice şi pot apare şi în mediul marin, în lacuri şi în cursuri de apă şi în aceste cazuri poartă denumirea de izvoare subacvatice.

După regimul curgerii izvoarele pot fi perene (cu debit permanent) şi intermitente (fără debit în perioadele secetoase).

Ţinând seama de raportul care există între debitul maxim şi debitul minim al izvoarelor, acestea se clasifică astfel:
- izvoare cu curgere constantă (1…2);
- izvoare cu curgere relativ constantă (2…10);
- izvoare cu curgere variabilă (10…30);
- izvoare cu curgere foarte variabilă (30…100).

Izvoarele arteziene se caracterizează printr-un debit constant, cu un raport între valoarea maximă şi minimă de 1…2, raport care depinde de distanţa dintre locul de alimentare şi izvor.

Trebuie remarcat faptul că scurgerea de bază a râurilor este formată din apa rezultată din izvoare.

1.6. SCURGEREA SOLIDĂ

Cunoaşterea scurgerii solide prezintă un interes deosebit în proiectarea şi exploatarea unor importante lucrări hidrotehnice (lacuri de acumulare, regularizări de râuri, căi navigabile, aducţiuni de apă, decantoare, filtre etc.) asupra cărora are efect defavorabil. Pe de altă parte,

aluviunile sub formă de nisip, pietriş şi prundiş pot fi utilizate ca agregate pentru betoane dacă exploatarea şi sortarea lor este economică.

Totodată s-a constatat că lucrările hidrotehnice de mare anvergură au serioase implicații în modificările morfologice ale albiilor râurilor pe care sunt executate.

Toate aceste aspecte au făcut ca problema scurgerii solide să fie din ce în ce mai studiată, lucru reflectat printr-un număr mare de publicații apărute în literatura de specialitate pe această temă.

1.6.1 FORMAREA ALUVIUNILOR

Formarea aluviunilor are loc prin procesul de eroziune care constă în desprinderea şi transportul particulelor de la suprafața uscatului de către agenții dinamici externi (precipitațiile, vânturile, temperaturile etc.) şi din depunerea acestor particule la diferite distanțe de locul de desprindere.

Factorii care influențează dezvoltarea eroziunii sunt: clima (precipitațiile, vântul şi temperatura), relieful, solul, vegetația etc. Precipitațiile influențează prin impactul produs de picăturile de ploaie, care este o acțiune mecanică de izbire între picături şi sol. Energia cu care o picătură acționează asupra solului este:

$$e = \frac{mv^2}{2} \qquad (1.65)$$

unde m este masa picăturii şi v, viteza picăturii.

Această energie are efecte distructive cu atât mai mari cu cât gradul de acoperire al solului cu vegetație este mai redus. Prin şocul produs de picăturile de ploaie, structura solului este distrusă, particulele fine de sol sunt dislocate, ridicate în aer şi împrăştiate, producând o astupare a porilor la suprafața solului şi drept urmare se formează o crustă care contribuie la micşorarea infiltrațiilor şi la intensificarea scurgerii lichide şi solide. Precipitațiile influențează şi prin scurgerea care rezultă din ploi şi din topirea zăpezilor. Scurgerea rezultată în urma ploilor torențiale este semnificativă, precum şi scurgerea rezultată în urma topirii bruşte a zăpezilor (manifestată pe versanții cu pante mari şi însoriți).

Influența vântului depinde de: viteza şi frecvența acestuia, de structura şi textura solului, de gradul de expunere, de gradul de acoperire cu vegetație, de starea de umiditate a terenului, de fenomenul de îngheț şi dezgheț etc.

Temperatura influențează prin fenomenul de îngheț-dezgheț în urma căruia se intensifică dezagregarea rocilor, iar când condițiile de umiditate sunt prielnice, influențează prin procesul de alterare.

Relieful favorizează antrenarea particulelor prin pantele mari şi prin lungimea versanţilor.

Influenţa solului se manifestă prin rezistenţa la eroziune în timpul scurgerilor şi prin capacitatea de infiltraţie.

Vegetaţia naturală formată din păduri sau ierburi perene oferă o protecţie foarte bună a solului spre deosebire de culturile agricole care datorită lucrărilor de mobilizare a solului contribuie la accelerarea eroziunii.

Procesul de eroziune se manifestă atât pe versanţii bazinelor hidrografice cât şi în reţelele hidrografice aferente bazinelor.

Eroziunea care are loc pe versanţii bazinelor hidrografice poate fi eroziune în suprafaţă şi eroziune în adâncime. Eroziunea de suprafaţă se constată pe terenuri spălate de apă sau spulberate de vânt. Eroziunea în adâncime se datorează numai apei de scurgere când aceasta găseşte condiţii favorabile de concentrare în şiroaie puternice care acţionează pe verticală.

Formaţiunile eroziunii în adâncime (rigolele de şiroire, ogaşele, ravenele şi râpile) se dezvoltă mai ales pe reţeaua hidrografică nepermanentă, dar pot lua naştere şi pe versanţii în regiunile cu o coeziune slabă a solului, în general pe linia de cea mai mare pantă.

Eroziunea manifestată în reţeaua hidrografică permanentă, depinde de: alimentarea directă prin scurgerea de suprafaţă a acesteia (mărimea debitelor lichide), rezistenţa terenului în care sunt săpate albiile, concentraţia aluviunilor, natura sectoarelor de râu (de munte, deal sau câmpie) care dictează panta etc.

Cele mai mari cantităţi de aluviuni în râuri se înregistrează în perioada viiturilor datorită creşterii forţei de antrenare a curentului lichid, cât şi datorită înmuierii pământului din maluri.

Aluviunile rezultate în urma erodării malurilor şi albiilor nu pot fi separate de aluviunile provenite de pe versanţi.

1.6.2 STRUCTURA ALUVIUNILOR

Aluviunile transportate de râuri au greutatea specifică γ (t/m^3) cuprinsă între 1,50 şi 1,70 valoare rotunjită în calcule la 1,65. Ţinând seama de poziţia pe care o ocupă în mişcare în masa curentului lichid, aluviunile se împart convenţional în: aluviuni în suspensie, aluviuni în semisuspensie şi aluviuni de fund.

Aluviunile în suspensie sunt răspândite neuniform în întreaga masă a curentului, dând apei un aspect de tulbureală şi culoare pământie.

Cantitatea de aluviuni în suspensie (eventual şi semisuspensie) existente la un moment dat în unitatea de volum de apă poartă numele de turbiditate şi se exprimă în (g/l, g/m^3 sau kg/m^3).

Aluviunile în suspensie au formă prismatică cu muchii ascuțite şi cele mai mici dimensiuni ale lor sunt de ordinul micronilor.

Aluviunile de fund, târâte sau de contact sunt particule mai mari (nisip, pietriş sau bolovani) care se deplasează prin rostogolire şi prin salturi a căror frecvență, lungime şi înălțime depinde de dimensiunile lor şi de viteza curentului de apă.

Celelalte aluviuni care se deplasează în masa de apă, printre aluviunile în suspensie şi cele de fund poartă numele de aluviuni în semisuspensie.

Natura şi diametrul aluviunilor întâlnite în cursurile de apă sunt redate în tabelul 1.1.

O caracteristică a unei mase de aluviuni recoltată din patul unui curs de apă este dată de structura curbei granulometrice obținută prin procedeul cernerii în care apar o serie de valori reprezentative ale diametrelor (diametrul mediu – d_{med}, diametrul corespunzător procentelor de 50% - d_{50} etc.) valori folosite în diverse formule de calcul a debitului solid.

Tabelul 1.1 Definirea structurală a particulelor care formează aluviunile râurilor

Denumirea	Diametrul d
Coloizi	$d \leq 0{,}5\ \mu$
Argile	$0{,}5\ \mu < d \leq 5\ \mu$
Prafuri	$5\mu < d \leq 64\ \mu$
Nisipuri	$64\mu < d \leq 2$ mm
Pietrişuri, prundiş şi bolovani	$d > 2$ mm

Pentru particule foarte fine ($d \leq 0{,}1$ mm) nu se mai poate folosi procedeul cernerii şi drept urmare pentru stabilirea diametrului particulelor se recurge la metode hidraulice. Se foloseşte metoda lui Stokes care exprimă viteza uniformă de cădere a particulelor în apă stătătoare.

$$W = g\frac{(\gamma_1 - \gamma)}{1800\eta}d^2 \qquad \text{(m/s)} \qquad (1.66)$$

unde g=9,81 cm/s^2 accelerația gravitațională; $(\gamma_1 - \gamma)$=1,7 kg/dm^3; η=0,010 vâscozitatea cinematică la t=20^{o}C; W, mărimea hidraulică; d, diametrul particulei (cm).

În cazul particulelor cu d > 0,1 mm se pot folosi datele experimentale prezentate în tabelul 1.2.

Tabelul 1.2 Diametrul particulelor solide în funcție de mărimea hidraulică

Mărimea particulei (mm)	0,1	0,2	0,4	0,6	1,0	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0
Mărimea hidraulică la t=20 ^{o}C	0,8	2,5	6,0	9,0	15,0	30,0	45,0	60,0	70,0	75,0

1.6.3 MIŞCAREA ALUVIUNILOR

Aluviunile în suspensie se mişcă fără o regulă distinctă în salturi lungi şi foarte neregulate. Aluviunile de fund se mişcă în salturi cu atât mai scurte cu cât particulele se află mai în interiorul masei de aluviuni care se comportă ca o masă de granule ce alunecă peste patul albiei.

Adevărata mişcare în salturi o întâlnim la aluviunile în semisuspensie.

Mişcarea în salturi a aluviunilor se datorează componentelor verticale ale vitezei (care dictează regimul turbulent al curentului) cât şi mărimii hidraulice.

Mecanismul antrenării aluviunilor de pe patul albiei s–a constatat în urma unor experienţe efectuate în canale de pantă variabilă şi constă în următoarele: se presupune că la o viteză a curentului de apă mai mică decât viteză limită v_1, o particulă solidă se menţine în repaus relativ pe patul albiei; la depăşirea vitezei v_1 particula intră în mişcare prin rostogolire, mişcare care se menţine până la atingerea unei alte viteze limită $v_2 > v_1$. Când se depăşeşte şi viteza v_2 apare mişcarea în salturi ce are loc până la atingerea vitezei limită $v_3 > v_2$; după depăşirea vitezei v_3 particula trece în semnisuspensie sau chiar în suspensie (nu mai atinge fundul albiei).

1.6.4 MIŞCAREA ALUVIUNILOR DE FUND

Fie o particulă solidă izolată de formă sferică aşezată pe patul rugos al albiei unui curs de apă, în care mişcarea are loc în regim turbulent.

Asupra particulei acţionează următoarele forţe (figura 1.41):

- *forţa frontală:* $Fx = k'_x \cdot \rho \cdot d^2 \cdot v^2$

- *portanţa*: $Fy = k'_y \cdot \rho \cdot d^2 \cdot v^2$ (1.67)

- *greutatea particulei de apă*: $G = \frac{\pi}{6} d^3 \cdot g \cdot \left(\rho_p - \rho \right)$

unde: k'_x şi k'_y sunt parametri adimensionali; ρ, densitatea apei; d, diametrul particulei sferice (dacă particula este sferică atunci se ia înălţimea secţiunii prin particulă, normală pe direcţia curentului); v, viteza medie a curentului; g, acceleraţia gravitaţională; ρ_p, densitatea particulei solide.

Pentru ca particula să fie scoasă din echilibru şi să se mişte prin alunecare, trebuie satisfăcută condiţia:

$$F_x > (G - F_y) \cdot f \qquad (1.68)$$

unde f, este coeficientul de frecare între particulă şi patul rugos al albiei.

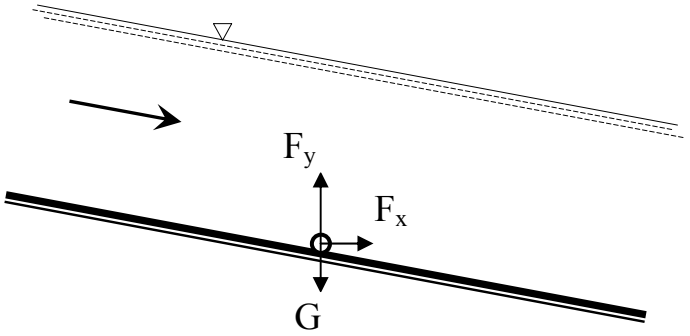


Figura 1.41 Forțele care acționează o particulă de pe patul albiei

Prin înlocuirea forțelor cu expresiile lor, inegalitatea devine:

$$k_x \cdot \rho \cdot d^2 \cdot v_f{}^2 > f\left[\frac{\pi}{6} \cdot d^3 \cdot g \cdot \left(\rho_p - \rho\right) - k_y \cdot \rho \cdot d^2 \cdot v_f{}^2\right] \quad (1.69)>$$

unde v_f este viteza la fund a curentului; k_x și k_y sunt parametrii de înlocuire a lui k'_x și k'_y și a vitezei medii cu viteza la fund.

Din condiția de stabilitate a particulei la deplasarea longitudinală, rezultă viteza de fund critică:

$$v_{f,critic} = k_{critic} \sqrt{d \cdot g \frac{\left(\rho_p - \rho\right)}{\rho}} \quad (1.70)$$

unde k_{critic} este parametru ce poate fi obținut prin măsurători hidraulice în laborator.

Pentru calculul vitezei medii critice se recomandă formula lui Schoklitsch:

$$v_{mediu\ critic} = 0{,}0194 \frac{d}{h \cdot J^{\frac{4}{3}}} \quad (1.71)$$

unde h este adâncimea curentului; J, panta suprafeței libere.

Starea critică de antrenare a unor particule aflate pe patul albiei se poate studia folosind forța de antrenare care acționează pe unitatea de suprafață, notata cu τ.

Pentru aceasta se consideră un tronson din albia unui râu de lungime l și care are o lățime destul de mare față de adâncimea curentului (figura 1.42), deci se poate face aproximarea razei hidraulice R cu adâncimea curentului H.

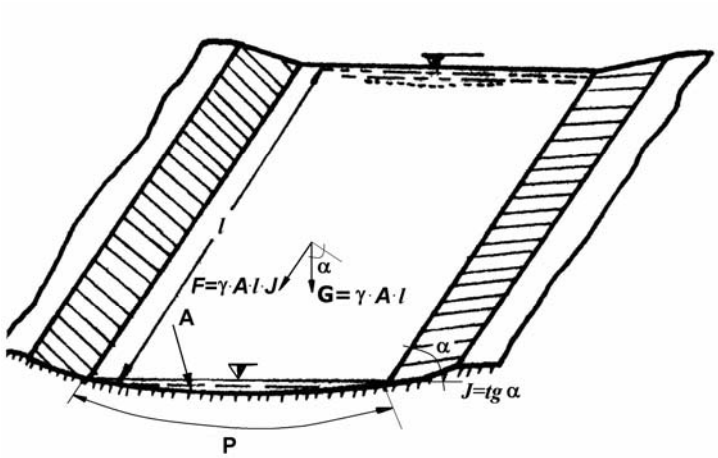


Figura 1.42 Transportul aluviunilor de fund în cazul râurilor cu albii largi (***R*≈*H***)

Forța dată de greutatea apei din tronsonul studiat G = γ·l·A se descompune după regula paralelogramului. Componenta tangențială care determină mişcarea apei este:

$$\boldsymbol{F = \gamma \cdot l \cdot A \cdot J} \qquad (1.72)$$

unde γ este greutatea volumică a apei; ***A***, secțiunea udată; ***J***=sinα≈tgα, panta talvegului.

Pentru unitatea de suprafață rezultă forța de antrenare:

$$\tau = \frac{\gamma \cdot l \cdot A \cdot J}{P \cdot l} = \gamma \cdot J \cdot R = \gamma \cdot J \cdot H \quad (\text{kg/m}^2) \quad (1.73)$$

unde ***P*** este perimetrul udat.

În cazul unei particule sferice de diametrul ***d*** avem:

$$\tau = \varphi \frac{d^2}{4} \gamma \cdot J \cdot H \qquad (1.74)$$

unde φ este coeficientul de echivalare a greutății particulei cu greutatea sferei.

Starea critică de antrenare rezultă din condiția de echilibru şi anume egalând forța de antrenare care acționează pe unitatea de suprafață cu forța de frecare de pe aceeaşi unitate de suprafață.

Rezultă:

$$\tau_{critic} = \frac{2f}{3\varphi} \cdot \gamma \cdot \left(\frac{\gamma_1}{\gamma} - 1 \right) \cdot d \qquad (1.75)$$

unde γ_1 este greutatea volumică a particulei.

Când $\tau > \tau_{critic}$ începe antrenarea particulei. Dacă portanța este mai mare decât greutatea sub apă a particulei, particula se poate desprinde de patul albiei prin săltare. Egalând cele două forțe se obține viteza medie critică de săltare a cărei expresie are forma:

$$v_{med,s} = b\sqrt{g \cdot d} \qquad (1.76)$$

unde b este o constantă.

1.6.5 MIŞCAREA ALUVIUNILOR ÎN SUSPENSIE

Din cauza dimensiunilor foarte mici ale aluviunilor în suspensie (de ordinul micronilor), aici nu se mai poate stabili o relație de echilibru pentru o singură particulă ca în cazul aluviunilor târâte. Conceptul de echilibru se aplică în acest caz unei mulțimi de particule, folosind un indicator numit concentrația aluviunilor c (greutatea tuturor particulelor în suspensie cuprinse în unitatea de volum de apă). Astfel, studiul mişcării aluviunilor în suspensie nu se mai referă la starea critică de antrenare ca în cazul aluviunilor târâte, ci la distribuția pe verticală a aluviunilor în suspensie.

Pentru urmărirea acestei distribuții, se foloseşte legea difuziei turbulente:

$$cw = -\varepsilon_S \cdot \frac{dc}{dY} \qquad (1.77)$$

unde c este concentrația la nivelul Y; w, viteza de cădere (mărimea hidraulică); ε_s, coeficientul de difuziune pentru apă cu suspensii.

Produsul cw reprezintă transportul de aluviuni în suspensie de la un strat de lichid la altul, raportat la unitatea de volum şi de timp; dc/dY este gradientul concentrației aluviunilor în suspensie în direcția verticală.

Se observă deci, că legea difuziei turbulente exprimă pentru cota Y condiția de echilibru între particulele ce se ridică datorită mişcării turbulente şi cele care coboară sub influența gravitației.

Prin integrarea acestei ecuații plecând de la un nivel de referință Y=a, unde concentrația este c_a, se obține concentrația suspensiilor c la diferite înălțimi Y. Rezultă:

$$-\frac{w}{\varepsilon_S} dY = \frac{dc}{c} \qquad (1.78)$$

$$-\frac{w}{\varepsilon_S} \int_a^Y dY = \int_{c_a}^{c} \frac{dc}{c} \qquad (1.79)$$

$$-\frac{w}{\varepsilon_s}\cdot(Y-a)=\ln\frac{c}{c_a} \tag{1.80}$$

$$-\frac{c}{c_a}=e^{-\frac{w}{\varepsilon_s}(Y-a)} \tag{1.81}$$

K.Zagustin propune pentru lungimea de amestec şi pentru coeficientul de difuziune turbulentă relaţiile:

$$l=\frac{\chi}{3}\cdot h\cdot\left[1-\left(\frac{h-Y}{h}\right)^3\right] \tag{1.82}$$

$$\varepsilon=\frac{\chi}{3}\cdot v*\cdot h\cdot\sqrt{\frac{h-Y}{h}}\left[1-\left(\frac{h-Y}{h}\right)^3\right] \tag{1.83}$$

unde: χ este constanta Karman; v_*, viteza de frecare; h, adâncimea curentului de apă.

Înlocuind aceste relaţii care concordă foarte bine cu măsurătorile experimentale, în ecuaţia difuziei turbulente şi integrând această ecuaţie între limitele „a" şi „Y" rezultă următoarea relaţie:

$$\frac{\gamma\cdot v_*\cdot\beta}{w}\cdot\ln\frac{c}{c_a}=\frac{1}{2}\cdot\ln\frac{\left[\left(\frac{h-Y}{h}\right)^{1,5}+1\right]\cdot\left[\left(\frac{h-Y}{h}\right)^{0,5}-1\right]^3}{\left[\left(\frac{h-Y}{h}\right)^{1,5}-1\right]\cdot\left[\left(\frac{h-Y}{h}\right)^{0,5}+1\right]^3}+\sqrt{3}\cdot arctg\frac{\sqrt{3}\cdot\sqrt{\frac{h-Y}{h}}}{\left(\frac{h-Y}{h}-1\right)}\Bigg|_a^Y \tag{1.84}$$

unde $\beta=\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon}$ este constantă de proporţionalitate; ε, coeficient de difuzie pentru apa curată.

Această relaţie exprimă distribuţia pe verticală a aluviunilor, pusă sub forma:

$$\frac{c}{c_a}=e^{-z[f(y)-f(a)]} \tag{1.85}$$

şi este folosită pentru calculul debitului solid în suspensie.

1.6.6 DEBITUL SOLID

Cantitatea de aluviuni exprimată în greutate sau volum care este transportată de curentul de apă printr-o secţiune transversală a unui curs de apă, în unitatea de timp, se numeşte debit solid.

Debitul solid este format din debitul aluviunilor târâte şi din debitul aluviunilor în suspensie (aici intră şi aluviunile în semisuspensie).

Conceptul de calcul diferă de la o categorie de debit solid la alta sau chiar în cadrul aceleiaşi categorii.

A. DEBITUL SOLID AL ALUVIUNILOR TÂRÂTE

Conceptul de calcul al acestui debit solid are la bază fie anumite stări critice (forţă de antrenare, viteză etc.), fie considerente probabilistice.

Folosind conceptul de antrenare, Du Boys a stabilit următoarea formulă ce este valabilă în cazul mişcării permanente a curentului de apă:

$$g_s = \varphi \cdot \tau \cdot (\tau - \tau_{critic}) \qquad (1.86)$$

unde g_s este debitul solid târât specific (kg/s·m); φ, parametru dimensional caracteristic granulei antrenate din straturile care alcătuiesc patul albiei (m^3/kgf·s); τ, forţa de antrenare a curentului (kgf/m^2); τ_{critic}, forţa critică de antrenare a curentului (kgf/m^2).

Valorile lui τ_{critic} şi φ au fost stabilite se Straub în funcţie de diametrul mediu al particulei antrenate de curent şi sunt redate în tabelul 1.3

Tabelul 1.3 Valorile informative ale lui τ_{critic} şi φ

Mărimea particulei	1/3	1/4	1/2	1	2	3
τ_{critic} [kgf/m^2]	0,078	0,083	0,108	0,156	0,230	0,440
φ [m^3/kgf·s]	0,0032	0,0019	0,0011	0,00067	0,00039	0,00023
	nisip				pietriş	

I.I. Levy a stabilit o formulă bazată pe proporţionalitatea debitului solid târât specific şi diferenţa dintre viteza medie a curentului şi viteza critică de antrenare.

$$g_s = \frac{d}{k}\left(\dot{u} - v_{critică}\right) \qquad (1.87)$$

unde: d este diametrul mediu al aluviunilor antrenate; k, parametru.

În literatura de specialitate există multe formule pentru calculul acestui debit solid târât, dar problema nu este rezolvată deoarece se folosesc scheme foarte simplificate. Când dispunem de măsurători privind compoziţia granulometrică, procedeul este următorul: se stabilesc diametrele medii ale aluviunilor pe fiecare interval de diametre, calculul debitului de

aluviuni făcându-se pentru toate aceste diametre; debitul total se determină ca o medie ponderată cu relația:

$$G = a \cdot G_a + b \cdot G_b + c \cdot G_c + \ldots. \qquad (1.88)$$

unde: $\boldsymbol{G}$ este debitul total al aluviunilor de fund; $\boldsymbol{G_a}$, $\boldsymbol{G_b}$, $\boldsymbol{G_c}$, …, debitele solide pentru fiecare fracțiune granulometrică (determinate în raport cu debitele medii); $\boldsymbol{a}$, $\boldsymbol{b}$, $\boldsymbol{c}$, …, procentele de greutate ale fracțiunilor granulometrice (a + b + c + …=1).

În calcule aproximative se poate folosi numai diametrul mediu ($\boldsymbol{d_{60}}$) al compoziției granulometrice stabilit cu ajutorul curbei granulometrice, pentru determinarea lui $\boldsymbol{G}$.

Conceptul probabilistic este mai recent. Acest concept are la bază ideea că salturile egale ale unei particule solide au loc când $\boldsymbol{F_y} \geq \boldsymbol{P}$, unde $\boldsymbol{F_y}$ este portanța variabilă; $\boldsymbol{P}$, greutatea particulei sub apă.

Prin calculele efectuate, A. Einstein a ajuns la concluzia că $\boldsymbol{F_y}$ poate fi redată printr-o funcție probabilistică Gauss. El a stabilit formulele a două mărimi adimensionale precum şi relația pe cale grafică între aceste mărimi. Din acestea, rezultă debitul solid târât specific $\boldsymbol{q_s}$.

B. DEBITUL SOLID AL ALUVIUNILOR ÎN SUSPENSIE

Formulele pentru calculul acestui debit au la bază una din următoarele teorii: teoria difuziei turbulente, teoria energetică şi teoria gravitațională. Dintre acestea, teoria difuziei turbulente este mai răspândită şi este prezentată în continuare.

Debitul solid al aluviunilor în suspensie este dat de integrala:

$$q_{ss} = \int_a^h c \cdot v dy \qquad (1.89)$$

unde $\boldsymbol{c}$ este concentrația dată de relația (1.85); $\boldsymbol{v}$, se obține din relația generală a distribuției vitezelor în condițiile unui perete hidraulic rugos:

$$\frac{v}{v_*} = 5{,}75 \cdot \lg \frac{Y}{k_S} + B \qquad (1.90)$$

pusă sub forma:

$$\frac{v}{v_*} = 5{,}75 \cdot \lg \frac{Y\lambda}{k_S} \qquad (1.91)$$

unde: B este coeficientul dependent de $\frac{v \cdot k_S}{\nu}$; k_s, rugozitatea absolută; ν, vâscozitatea cinematică a fluidului; δ, grosimea filmului laminar.

Rezultă:

$$q_{ss} = 5{,}75 \cdot v_* \cdot c_a \int_a^h e^{-z\left[f(y)-f(a)\right]} \cdot \lg \frac{Y \cdot \lambda}{k_s} dY \qquad (1.92)$$

Făcând notațiile $\eta = Y/h$ şi $\eta_a = a/h$, rezultă:

$$q_{ss} = 5{,}75 \cdot v_* \cdot c_a \cdot h \int_{\eta_a}^1 e^{-z\left[f(\eta)-f(\eta_a)\right]} \cdot \lg \frac{\eta \cdot \lambda}{k_S / h} d\eta \qquad (1.93)$$

În final se obține relația sub forma:

$$q_{ss} = 5{,}75 \cdot v_* \cdot c \cdot h \cdot \left(\lg \frac{\lambda \cdot h}{k_s} \cdot S_1 + S_2 \right) \qquad (1.94)$$

unde

$$S_1 = \int_{\eta_a}^1 e^{-z\left[f(\eta)-f(\eta_a)\right]} d\eta \qquad (1.95)$$

şi

$$S_2 = \int_{\eta_a}^1 e^{-z\left[f(\eta)-f(\eta_a)\right]} \lg \eta \, d\eta \qquad (1.96)$$

Aceste integrale se rezolvă prin calcule numerice. Cele mai mari valori ale debitelor solide în suspensie se înregistrează în timpul viiturilor când şi debitele lichide au valori mari. Corelația între debitele lichide şi cele solide în suspensie este destul de slabă.

În urma măsurătorilor efectuate în timpul viiturilor s-a constatat că la un debit lichid Q, corespund două debite solide în suspensie R şi anume: unul pentru ramura crescătoare a viiturii R_c şi altul pentru ramura descrescătoare a viiturii R_d (figura 1.43).

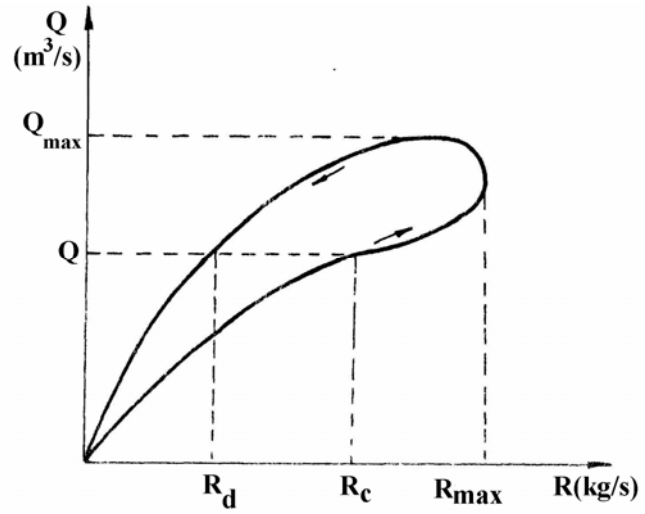


Figura 1.43 Legătura între debitul lichid şi debitul solid în suspensie din timpul viiturilor

Se observă că $R_c > R_d$ deoarece pantele suprafeței libere a apei sunt mai mari în timpul creşterii viiturii decât în timpul descreşterii şi drept urmare viteza de scurgere a apei este mai mare şi apare o antrenare mai pronunțată a aluviunilor.

Urmărind legătura Q=f(R) se constată că R atinge valoarea maximă înaintea lui Q.

1.7. COLMATAREA LACURILOR DE ACUMULARE

În proiectarea lacurilor de acumulare un rol foarte important îl are problema colmatării pentru că de aceasta depinde modul şi durata de funcționare a lor.

Colmatarea lacurilor ca proces în sine, a fost intuită de mult, dar proporțiile, dinamica şi căile de combatere nu au fost abordate cu atenție.

Cantitatea aluviunilor colmatate în lacuri în cele mai multe cazuri este mult mai mare decât cantitatea anticipată la proiectarea acestora.

Deoarece, colmatarea lacurilor de acumulare determină reducerea capacității lor utile şi de atenuare şi a duratei lor de folosință sunt necesare studii şi măsuri corespunzătoare pentru reducerea intensității acestui proces.

A. ANALIZA ŞI DINAMICA PROCESULUI DE COLMATARE

Procesul de colmatare al unui lac de acumulare este un proces complex care începe în momentul intrării în funcțiune a lacului şi se termină practic în momentul în care lacul este scos din funcțiune. Pentru înțelegerea

acestui proces trebuie plecat de la sursele de aluviuni depuse într-un lac (bazinul de recepție aferent lacului şi rețeaua hidrografică) şi trebuie ținut seama de cele două forme de aport solid şi anume: debit solid târât şi debit solid în suspensie.

În momentele în care curentul de apă ajunge la un lac de acumulare, se produce o reducere a vitezei, în urma căreia are loc depunerea debitului solid.

Cea mai mare parte a aluviunilor târâte se depun la coada lacului, formând cu timpul un banc de aluviuni care avansează treptat spre baraj. Funcție de mărimea lor hidraulică şi de cota la care se găsesc în momentul începerii colmatării, aluviunile în suspensie se vor depune pe toată distanța dintre coada lacului şi baraj. Deci, într-un lac de acumulare se pot distinge mai multe zone de depunere (figura 1.44).

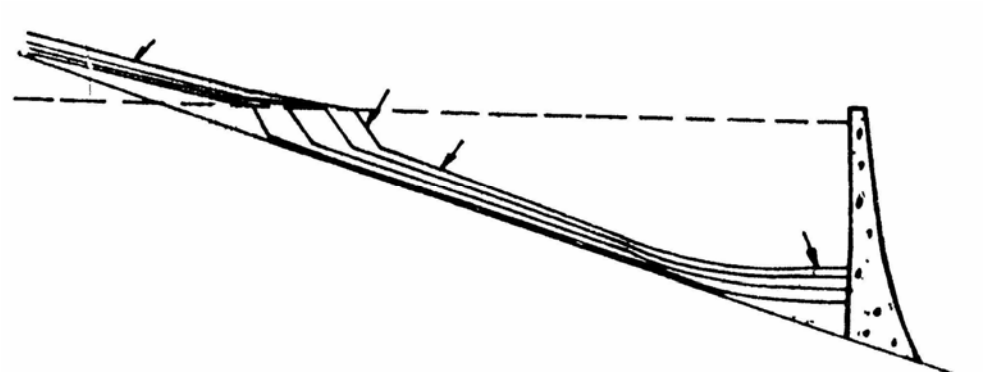


Figura 1.44 Zone de depunere a aluviunilor dintr-un lac de acumulare

În general, făcând abstracție de particularitățile locale, acest proces complex al colmatării se desfăşoară în mai multe etape (figura 1.45).

În ceea ce priveşte ritmul de desfăşurare a procesului de colmatare a lacurilor de acumulare existente, s-a constatat că acestea variază în funcție de unii factori cum sunt: aportul de aluviuni, durata, modul de exploatare, capacitate inițială etc.

Aici trebuie definită rata de colmatare, ca fiind cota parte din volumul inițial al lacului care se colmatează în timpul unui an şi este dată de relația:

$$r = \frac{W_r}{V} \qquad (1.97)$$

unde W_r, este volumul de aluviuni colmatate în lacul de acumulare în cursul unui an [m^3/an]; V, volumul inițial al lacului [m^3].

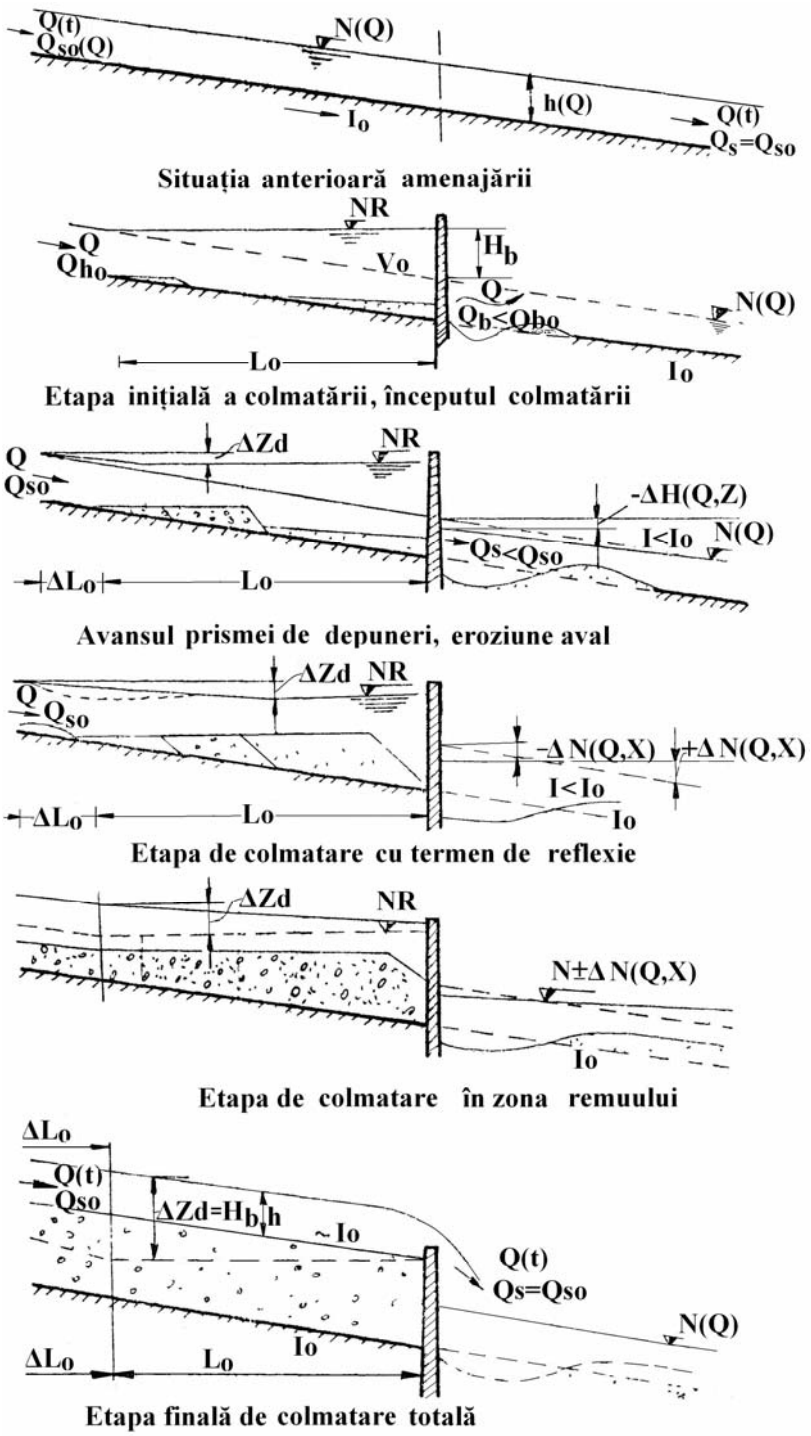


Figura 1.45 Etapele procesului de colmatare

În proiectarea lacurilor nu se poate norma o rată de colmatare admisibilă, dar pentru calcule aproximative de dimensionare se admit următoarele valori:

- 0,25 % pentru lacurile de acumulare mari,
- 0,5 % pentru lacurile de acumulare mijlocii;
- 3,0 % pentru lacurile de acumulare mici.

Din punct de vedere practic rata de colmatare prezintă o importanță deosebită, deoarece inversul ei ne dă durata de colmatare totală a lacurilor.

Din cele prezentate se constată că în timpul funcționării, fiecare lac tinde să se colmateze, dar nu trebuie uitat faptul că acest proces poate fi întârziat prin măsuri adecvate.

a) Consecințele colmatării

Colmatarea lacurilor de acumulare are numeroase consecințe negative (cantitative, calitative şi ecologice), care trebuie analizate în momentul proiectării unor acumulări şi urmărite în timpul exploatării acestora. Dintre aceste consecințe amintim: pierderile de volum util, blocarea intrării prizelor sau golirilor de fund, supraînălțări de niveluri, deformări ale albiilor în aval de acumulare, alterarea calității apei, provocarea de praf prin eroziunea eoliană a sedimentelor etc.

B.METODICA DE CALCUL A COLMATĂRII LACURILOR DE ACUMULARE

Aceste calcule au drept scop stabilirea unei prognoze a colmatării lacurilor, iar în cazul în care se urmăresc procesele morfologice pe bazine hidrografice, asemenea calcule servesc la determinarea regimului debitelor solide.

Metodele de prognoză a colmatării lacurilor sunt următoarele:

1. metode globale (aproximative);
2. metode semiempirice;
3. metode analitice;
4. metode bazate pe modele matematice.

a1. Metode de prognoză globale

Acestea sunt mijloace indirecte de determinare a cantităților de aluviuni care se vor reține într-un lac de acumulare. Calculele se pot face pentru două cazuri:

- când există observații directe;
- când nu există aceste observații.

În primul caz se folosesc o serie de relații dintre care amintim:

$$W_a = \frac{\rho \cdot V_0 \cdot T}{1000 \cdot \gamma_a} \cdot g \qquad (m^3) \qquad (1.98)$$

unde: W_a este volumul de aluviuni reținut în lac până la sfârşitul perioadei de funcționare [m^3]; ρ, turbiditatea, medie anuală [g/m^3]; V_0, volumul scurgerii anuale normale [m^3]; T, durata de funcționare a lacului (ani); γ_a, greutatea volumică a aluviunilor [kg/m^3]; g, coeficientul de corecție, reprezentând fracțiunea din volumul scurgerii solide anuale, care rămâne în lacul de acumulare.

Calculul volumului de aluviuni reținut într-un lac în cazul lipsei de observații se poate face prin: analogie, aproximare şi prin formule empirice.

a2. Metode de prognoză semiempirice

Deoarece, debitul solid se depune pe întreaga suprafață a cuvei lacului de acumulare, nu este corectă rezervarea unor tranşe de reținere a aluviunilor. În realitate tranşa de depunere trebuie împărțită în două părți distincte:

- o parte pentru depunerea debitului solid târât şi a părții grosiere a celui în suspensie, situată în amonte spre coada lacului;
- o altă parte pentru depunerea aluviunilor fine din debitul solid în suspensie, care poate fi situată pe întreaga suprafață a cuvei lacului.

Pentru prevederea modului în care aluviunile depuse se repartizează în cuva lacului de acumulare, prescripțiile de calcul utilizate de Biroul de Hidroameliorații din SUA, recomandă „Metoda de reducere empirică a suprafeței lacului", care este încadrată în metodele de prognoză semiempirice.

a3. Metode de prognoză analitice

În cadrul acestor metode se poate cita procedeul de calcul Băloiu-Giurma, care se bazează pe analiza sistematică a colmatării unor lacuri din zona colinară a Moldovei şi extinderea rezultatelor obținute la studiul colmatării altor lacuri aflate în situații similare [Băloi V., 1980].

Calculul volumului mediu anual de aluviuni transportat şi reținut în lacurile de acumulare mici şi mijlocii, provenit de pe suprafața bazinelor de recepție, se face cu relația:

$$W_a = q \cdot n_u \qquad (1.99)$$

unde q este debitul solid specific mediu anual influent convențional [m^3/an]; n_u, numărul de unități de suprafață convenționale.

Procedeul de lucru este următorul:

- se zonează bazinul de recepție aferent acumulării ce urmează să se proiecteze şi se stabileşte numărul total de unități de suprafață convenționale (n_u):
- cunoscând n_u se determină cu ajutorul relației q=f(n_u) (valabilă pentru zona colinară a Moldovei) valorile lui q şi anume:

$$q = 0{,}30023 + \frac{1027}{n_u} + \frac{37860 \cdot 10^4}{n_u^2} - \frac{2818 \cdot 10^{11}}{n_u^3} \qquad (1.100)$$

Produsul dintre q şi n_u defineşte volumul mediu anual de aluviuni ce urmează să fie reținut în lac.

Pentru determinarea lui n_u se pleacă de la definirea categoriilor de zone de influență.

Într-un bazin de recepție al unui lac se pot diferenția mai multe categorii de zone de influență, după aportul pe care îl au la formarea debitului solid care influențează direct procesul de colmatare.

Pentru a studia această influență se face o zonare detaliată a bazinelor de recepție ale lacurilor după criteriul debitului solid specific anual influent (q), care reprezintă cantitatea medie de aluviuni transportată într-un lac de pe un hectar din zona de influență (z_i) în timp de un an. Zona de influență poate fi constituită dintr-o unitate hidrografică elementară (UHE) sau dintr-un grup de unități hidrografice elementare. Unitatea hidrografica elementară este cea mai mică suprafață care se poate delimita în bazinul de recepție prin liniile de separație ale apelor pe un plan de situație. Ea poate fi cu rețea de scurgere sau interbazinală. Grupul de unități hidrografice elementare formează un mic bazin de recepție al unui torent complex, pârâu sau orice afluent al cursului principal pe care se amplasează lacul, care poate fi împărțit cu ajutorul liniilor de separație a apelor pe mai multe unități hidrografic elementare.

Pe planurile de situație cu bazinele de recepție ale lacurilor în prima etapă se delimitează cu ajutorul liniilor de separație a apelor, suprafețele laterale şi suprafețele frontale ale fiecărui lac în parte. De pe suprafețele laterale apele de scurgere debuşează direct în lac, pe când de pe suprafețele frontale aceste a ajung în lac prin intermediul albiilor afluenților principali ai lacului. În a II-a etapă în cadrul suprafețelor laterale, se diferențiază două categorii de zone după modul cum se realizează transportul apelor de

scurgere în lac: zone cu rețea de scurgere de pe care transportul apei în lac se efectuează concentrat şi zone interbazinale de pe care scurgerea se efectuează împrăştiat pe întreaga lungime a frontului de contact dintre zone şi lac. Şi în cadrul suprafețelor frontale, se diferențiază de asemenea două categorii de zone, după modul în care are loc scurgerea apelor în albiile cursurilor principale: zone cu rețea de scurgere şi zone interbazinale.

Având la bază principalele caracteristici ale zonelor de influență delimitate (categoria din care fac parte zonele, poziția zonelor pe bazinul de recepție, stadiul de evoluție al rețelei de scurgere, distanța dintre zonă şi lac, folosințele, relieful şi pantele zonelor, gradul de eroziune a solului, natura terenului şi existența lucrărilor de amenajare), se încadrează acestea în şase tipuri de zone de influență (zone de influență: excesivă, foarte mare, mare, medie, moderată şi mică).

Pentru fiecare lac în parte se centralizează tipurile de zone de influență şi folosințele acestora, care servesc la continuarea calculelor.

Ținând seama de rezultatele obținute în zona colinară a Moldovei, cu privire la cantitățile de sol spălat în funcție de folosințe, precum şi de gradul de influență a diferitelor categorii de zone, s-au determinat valorile unor coeficienți de pondere (***c***) redați în tabelul 1.4.

Coeficienții de pondere se înmulțesc cu suprafețele corespunzătoare ale fiecărei categorii de folosință din zona de influență şi prin sumarea acestor produse se obține numărul total de unități de suprafață convenționale din bazinul de recepție al fiecărui lac.

Tabelul 1.4 Valorile medii ale coeficienților de pondere stabiliți pentru zona colinară a Moldovei

Folosința	Zona de influență					
	excesivă	foarte mare	mare	medie	moderată	mică
Arabil	100	67	34	17	4	2
Intravilan	50	33,5	17	8,5	2	1
Păşune	25	16,75	8,5	4,25	1	0,5
Fâneață şi pădure	5	3,35	1,7	0,85	0,2	0,1

a4. Metode de prognoză bazate pe modele matematice

Simpla descriere a procesului de colmatare este insuficientă pentru practica hidrotehnică şi la fel ca în alte domenii este necesară o descriere cantitativă a procesului printr-o serie de relații matematice.

Astfel colmatarea propriu-zisă a unui lac de acumulare este descrisă cu cel puțin trei relații şi anume:

1) ***Variația volumului total al depunerilor*** în timp, raportat la un volum de referință.

Structura unei asemenea relații este:

$$\frac{V_d}{V_0} = f_1(t) \qquad (1.101)$$

unde V_0, este volumul inițial al acumulării (m^3); V_d, volumul depunerilor într-un anumit interval de timp [m^3].

2) ***Distribuția volumelor*** depuse în acumulare:

$$\frac{V_x}{V_0} = f\left(\frac{x}{L_0}, t\right) \qquad (1.102)$$

unde: V_x este volumul depunerilor într-un sector studiat la distanța x de o origine (axa frontului de retenție) [m^3]; L_0, lungimea remuului inițial [m].

3) ***Structura depunerilor***, apreciată în funcție de variația unui diametru caracteristic.

$$\frac{d_x}{d_0} = f\left(\frac{x}{L_0}, t\right) \qquad (1.103)$$

unde: d_x este diametrul caracteristic al aluviunilor în secțiunea $x - x$; d_0, diametrul caracteristic în secțiunea de intrare.

În afara acestor relații mai este necesară cel puțin o relație pentru a respecta consecințele hidraulice ale depunerilor, spre exemplu cum ar fi variația remuului suplimentar.

$$\frac{D_z}{H_0} = f_1\left(\frac{x}{L_0}, t\right) \qquad (1.104)$$

unde D_z este remuul suplimentar după ciclul hidrologic de calcul; H_0, adâncimea apei în amonte de baraj până la nivelul normal de retenție.

Pentru a stabili unele relații de tipul celor arătate, trebuie cunoscută evoluția procesului de colmatare în timp şi în spațiu. În vederea cunoaşterii acestei evoluții există două metode:

- prin măsurători sistematice în acumulările existente, prin mijloace cum ar fi: controlul colmatării sau controlul capacității;
- prin calcule cu caracter de prognoză a procesului de colmatare folosind mijloace ca: evaluarea încărcării în suspensie a râului pe care trebuie construită acumularea.

Fiecare din aceste metode prezintă avantaje şi dezavantaje, şi ca urmare se pune problema modului de folosire adecvată a ambelor metode.

Până în prezent s-a constatat că evoluția colmatării unei acumulări a fost abordată atât cu metode teoretice urmărind elaborarea şi folosirea unor modele de calcul care să simuleze procesul de colmatare, cât şi prin măsurători pe teren la diverse acumulări. În literatura de specialitate au fost propuse diferite modele matematice. S-a constatat că elaborarea unor modele matematice, aducerea lor în stadiul operațional, pune în general multe probleme; cu atât mai multe sunt asemenea probleme în cazul simulării procesului de colmatare care este foarte complex, având aspecte încă neelucidate.

Simularea colmatării, ca orice proces fizic, implică următoarele etape:

- buna cunoaştere a procesului;
- fixarea parametrilor pentru factorii care intervin;
- stabilirea unor relații între aceşti parametri;
- precizarea condițiilor inițiale şi la marginea domeniului în care acționează relațiile de calcul stabilite;
- cunoaşterea valorilor numerice ale constantelor fizice şi ale datelor de teren care intră în relațiile de calcul;
- rezolvarea de obicei, prin metode numerice a sistemului de ecuații stabilit.

Ideea de bază de la care pornesc cele mai multe modele matematice este aceea a unui bilanț dintre cantitățile de aluviuni intrate şi ieşite din lac în funcție de capacitatea de transport a curentului.

Pentru calculul acestui bilanț majoritatea modelelor admit împărțirea lacului de acumulare pe sectoare de lungime şi analizează separat procesele de aluvionare pe fiecare sector.

2. HIDROMETRIA

2.1. NECESITATEA MĂSURĂTORILOR

Hidrologia fiind o ştiinţă a naturii, foloseşte mijloace proprii (observaţii directe, măsurători) pentru obţinerea unor informaţii legate de fenomenele sale specifice.

Fondul de date documentar (niveluri, debite, viteze, debite solide etc.) oglindeşte realitatea şi este necesar pentru o serie de investigaţii de ordin ştiinţific şi aplicativ şi anume:

- urmărirea evoluţiei în timp şi spaţiu a unui fenomen hidrologic;
- formularea unor concepte teoretice privind procesul genetic al unor fenomene hidrologice şi verificarea acestor concepte;
- formarea de şiruri statistice, generarea unor noi şiruri de valori şi stabilirea mărimilor hidrologice cu diferite probabilităţi, mărimi necesare în proiectarea, execuţia şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice;
- stabilirea prognozeor hidrologice;
- determinarea unor parametri din structura unor formule;
- întocmirea unor modele de simulare a fenomenelor hidrologice etc.

În România efectuarea măsurătorilor este organizată pe bazine hidrografice prin intermediul Administraţia Naţională „Apele Române" şi este coordonată de Administraţia Naţională de Meteorologie (A.N.M.) care elaborează o serie de publicaţii cu caracter oficial cum sunt anuarele şi buletinele hidrologice, ce constituie principalele surse de documentare.

Obţinerea de date hidrometrice este o acţiune de durată (20...30 ani), perioadă în care pot interveni o serie de schimbări în bazinele hidrografice şi drept urmare apare necesitatea unor informaţii suplimentare periodice pentru omogenizarea datelor.

Totodată operaţiile necesare procurării datelor hidrometrice sunt foarte costisitoare necesitând o bază materială dezvoltată şi personal de specialitate şi de aceea se impune efectuarea lor în cadrul unei instituţii cu astfel de atribuţii [Apostu A., Ivanovici V., 2005].

2.2. REŢEAUA HIDROMETRICĂ

Efectuarea observaţiilor şi măsurătorilor hidrometrice se face în diverse puncte reprezentative ale reţelei hidrografice, astfel încât pe baza datelor obţinute să poată fi caracterizat hidrologic orice curs de apă analizat. Aceste puncte de observaţii şi măsurători de numesc *posturi hidrometrice*

sau *staţii hidrometrice* de diferite grade, funcţie de importanţa studiilor ce urmează a se executa, de baza materială existentă, de gradul de dotare cu personal calificat etc.

Totalitatea posturilor şi staţiilor hidrometrice de pe un anumit teritoriu (bazin hidrografic) poartă numele de *reţea hidrometrică*.

Reţeaua hidrometrică în ansamblul ei cuprinde:

- o reţea hidrometrică de bază (permanentă) formată din totalitatea posturilor şi staţiilor hidrometrice de bază unde se efectuează observaţii şi măsurători sistematice şi permanente: ea trebuie să fie capabilă să furnizeze date în continuu pe cel puţin 20...30 de ani;
- o reţea hidrometrică auxiliară, formată din totalitatea posturilor şi staţiilor hidrometrice speciale unde se urmăresc numai anumite obiective hidrologice, funcţionează temporar şi are scopuri imediate.

Prin posturile şi staţiile hidrometrice se urmăresc continuu mărimile hidrologice variabile (niveluri, debite, viteze etc.) în una sau mai multe secţiuni transversale ale unui sector de râu în cazul cursurilor de apă, în unul sau într-un sistem de foraje în cazul apelor subterane şi în diverse puncte caracteristice (intrare, ieşire etc.).

2.2.1 REŢEAUA HIDROMETRICĂ A APELOR DE SUPRAFAŢĂ

Posturile şi staţiile hidrometrice de bază amplasate pe cursurile de apă de suprafaţă, pentru a fi identificate se asociază cu numele cursurilor respective, cu coordonatele geografice (latitudine şi longitudine), cu kilometrajul amplasamentului şi cu denumirea localităţilor riverane.

La descrierea lor se adaugă suprafaţa bazinului de recepţie aferent amplasamentului şi data intrării în funcţiune.

O reţea hidrometrică de bază trebuie să fie bine concepută pentru a reuşi să satisfacă, în cele mai bune condiţii, cerinţele privind proiectarea, execuţia şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice precum şi a celorlalte lucrări necesare la amenajarea integrală a bazinelor hidrografice.

Posturile şi staţiile hidrometrice de bază sunt repartizate în cadrul reţelei hidrometrice astfel încât să ajute la o coordonare şi o exploatare mai uşoară a datelor obţinute în cazul fiecărui bazin hidrografic. De aceea, ele trebuie să respecte următoarele criterii:

- când sunt amplasate două posturi sau staţii pe sectoare lungi fără afluenţi importanţi, distanţele între ele trebuie să fie alese astfel ca debitele medii înregistrate în cele două puncte să difere cu maxim 20%;
- la confluenţele importante trebuie să fie amplasat câte un post pe fiecare afluent în amonte de confluenţă şi unul în aval de confluenţă pe cursul

principal la o distanţă stabilită în aşa fel încât diferenţa între suma debitelor afluenţilor şi debitul cursului principal să nu fie mai mare de 20%;
- accesul favorabil de la cea mai apropiată arteră de circulaţie.

Posturile şi staţiile ce alcătuiesc reţeaua hidrometrică dintr-un bazin hidrografic sunt distribuite pe teritoriul bazinului după criteriul reprezentativităţii, iar restul sunt distribuite pe lângă obiective social-economice şi la frontieră.

Amplasamentul pentru fiecare post sau staţie hidrometrică se alege astfel încât să se asigure caracterul natural al variabilei studiate şi drept urmare trebuie să respecte următoarele condiţii:
- albia minoră să aibă o secţiune cât mai apropiată de o figură geometrică (dreptunghi, triunghi, trapez, semicerc, parabolă etc.), patul să fie cât mai stabil (fără eroziuni şi depuneri), fără vegetaţie; malurile bine consolidate şi alcătuite din acelaşi material (rocă) pe toată înălţimea pentru a prezenta rugozitate constantă şi să aibă o capacitate mare de transport;
- albia minoră să fie cât mai îngustă şi pe cât posibil fără vegetaţie;
- lipsa sensibilităţii hidrologice (adică variaţii mari ale nivelurilor în secţiune transversală, care duc la variaţii mici de debite);
- sectorul de râu învecinat (care se întinde în amonte de post pe o lungime de 5 ori lăţimea maximă a profilului în care se fac măsurători, iar în aval de 2,5 ori aceeaşi lăţime) trebuie să fie rectiliniu cu profile transversale invariabile (fără lărgiri şi îngustări), să nu prezinte meandre şi coturi bruşte, fundul albiei să fie uniform cu panta constantă fără obstacole (praguri, baraje, prize de apă, poduri etc.) şi trepte, în afara zonelor de confluenţă şi pe cât posibil se recomandă ca pe toată lungimea să prezinte profile transversale cu o secţiune egală cu cea a profilului de măsurători şi aceeaşi rugozitate; deoarece aceste condiţii nu se întâlnesc în general în practică, ele trebuie realizate printr-o serie de lucrări de amenajare longitudinală şi transversală a râurilor.

Posturile şi staţiile auxiliare amplasate pe cursurile de apă de suprafaţă completează temporar pe cele de bază în vederea: obţinerii unor date suplimentare necesare proiectării, execuţiei şi exploatării unor lucrări hidrotehnice amplasate la distanţe mari de posturile de bază, pentru exploatarea raţională a unor folosinţe hidraulice, pentru studiul resurselor hidraulice importante sub aspect hidroenergetic, pentru organizarea navigaţiei civile, pentru avertizarea din timp a apelor mari la podurile de cale ferată şi de pe şosele, pentru îmbunătăţirea prognozei hidrologice etc.

Această reţea după ce funcţionează în paralel cu reţeaua de bază timp de 4…6 ani poate fi desfiinţată, iar pentru stabilirea mărimilor hidrologice în secţiunile auxiliare se poate folosi metoda corelaţiilor.

2.2.2 REȚEAUA HIDROMETRICĂ A LACURILOR

Posturile şi staţiile hidrometrice ale lacurilor de acumulare sunt repartizate la intrarea în lacuri, de-a lungul lor şi la baraje şi au ca scop obținerea unor date necesare efectuării calculelor de bilanț, pentru exploatarea în cele mai bune condiţii a lacurilor şi pentru urmărirea securităţii barajelor în exploatare.

Amplasamentul posturilor şi staţiilor hidrometrice ale lacurilor respectă o serie de condiţii şi anume:

- cele aflate la intrarea în lacuri (pe cursul de apă barat) trebuie să îndeplinească aceleaşi condiţii ca posturile şi staţiile hidrometrice ale apelor de suprafață;
- cele amplasate de-a lungul lacurilor urmăresc ca: linia malurilor să nu aibă panta prea mare şi să nu prezinte şerpuiri, malurile să fie stabile, în sectorul postului să nu fie afluenți care ar produce afuieri sau depuneri, sectorul respectiv să nu fie invadat de *vegetaţie acvatică* etc.;
- pentru posturile şi staţiile amplasate la baraj, se recomandă ca să se folosească evacuatorii (deversoarele, golirile, prizele) deoarece nu necesită amenajări speciale, cu stabilitate în timp şi asigură o bună similitudine hidraulică.

2.2.3 REȚEAUA HIDROMETRICĂ A APELOR SUBTERANE

Între apele de suprafață şi cele subterane au loc schimburi permanente. În studiile hidrologice prezintă importanță deosebită mai ales cunoaşterea afluxului subteran care are loc de-a lungul malurilor râurilor şi lacurilor, aflux ce alimentează apele de suprafață în perioadele lipsite de precipitaţii.

Elementele hidrologice (niveluri, viteze, debite etc.), ce caracterizează aceste afluxuri, se stabilesc prin măsurători efectuate în cadrul unor posturi ce alcătuiesc rețeaua hidrometrică a apelor subterane care poate fi de bază şi auxiliară.

Fiecare post hidrometric al apelor subterane este format dintr-un foraj (figura 2.1) ce străbate întregul acvifer până la stratul impermeabil şi poate fi echipat cu aparatura necesară efectuării măsurătorilor respective.

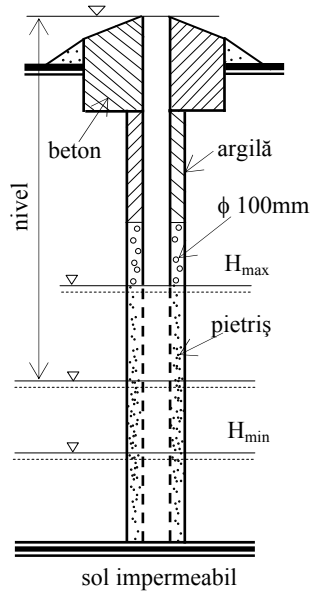


Figura 2.1 Foraj pentru studiul apelor subterane

2.3. HIDROMETRIA APELOR DE SUPRAFAŢĂ (INCLUSIV LACURILE)

2.3.1 HIDROMETRIA ADÂNCIMILOR ÎN RÂURI ŞI LACURI

Măsurarea adâncimilor apei în râuri şi lacuri este necesară pentru întocmirea profilelor transversale şi longitudinale, pentru trasarea curbelor batimetrice etc.

În râuri determinarea secţiunilor transversale corespunzătoare diferitelor niveluri se face ori de câte ori este nevoie pentru calculul debitelor, iar pentru a urmări schimbările morfologice ale albiei datorate eroziunilor sau depunerilor, măsurarea acestor secţiuni cât şi a profilelor longitudinale se face periodic. În lacuri măsurătorile se fac când se iau probe de apă sau aluviuni, sau periodic când se urmăreşte procesul de colmatare.

Mijloacele pentru măsurarea adâncimilor depind de mărimea acestora, de lăţimea suprafeţei libere a apei, de viteza curenţilor etc.

Măsurătorile se fac de către personalul tehnic calificat în acest domeniu. Prima operaţie const
ă în materializarea prin repere a punctelor de contact ale suprafeţei libere cu malurile.

Pentru cursurile de apă de adâncimi mici, lăţimi mici şi viteze reduse, adâncimile se măsoară manual prin sonde gradate sub formă de tije metalice sau prăjini din lemn [Giurma I., 1997].

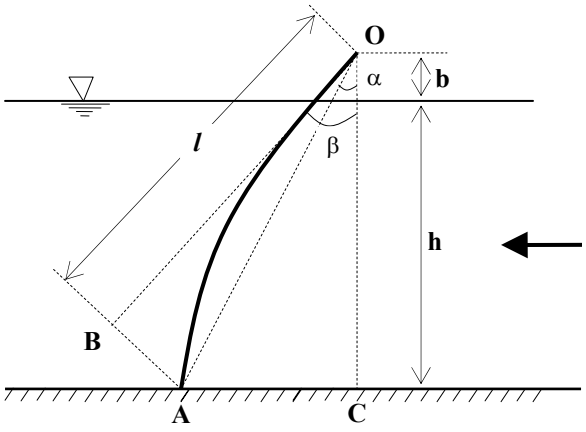


Figura 2.2 Înclinarea şi curbarea cablului la măsurarea adâncimii în albii adânci

La cursurile de apă cu adâncimi mari şi în cazul lacurilor de acumulare, se foloseşte sonda mecanică fixată pe un cablu metalic. Cablul este prevăzut la capăt cu o greutate pentru a-l ține întins. Datorită presiunii hidrodinamice a curenților, el capătă o săgeată, astfel că valorile citite sunt mai mari şi trebuie corectate în funcție de unghiul de înclinare al cablului față de verticală (figura 2.2).

2.3.2. HIDROMETRIA NIVELURILOR

Cunoaşterea nivelurilor într-o serie de secțiuni caracteristice, prezintă o importanță practică deosebită pentru navigație, pentru apărarea unor obiective împotriva inundațiilor, precum şi la amplasarea, dimensionarea şi exploatarea construcțiilor hidrotehnice (baraje, diguri, prize etc.). Totodată cu ajutorul nivelurilor se pot calcula indirect şi alte elemente hidrologice.

Pentru măsurarea nivelurilor în râuri şi lacuri se folosesc:

a_1. Mire hidrometrice (limnimetre)

Acestea se amplasează în profilul principal al fiecărui post hidrometric şi reprezintă cele mai simple construcții care permit citirea în orice moment a nivelului pe care îl atinge apa în profilul respectiv, față de un plan orizontal de referință (plan relativ) numit plan zero al mirei. Acest plan se alege astfel încât niciodată nivelul apei să nu coboare sub el

(se stabileşte cu 0,5…1,5 m sub nivelul minim istoric). Gradaţia superioară a mirei se află cu 0,5…1,0 m deasupra nivelului maxim istoric.

O miră hidrometrică este formată din două părţi: placa de miră gradată şi suportul plăcii.

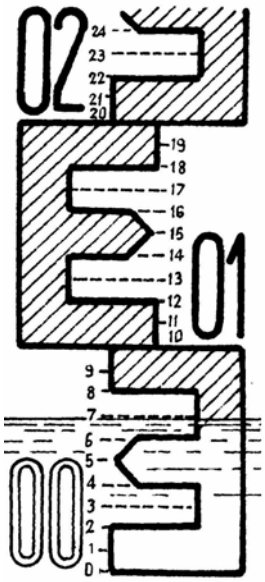


Figura 2.3 Gradaţiile plăcii de miră

Placa de miră gradată este confecţionată din fontă, aluminiu sau material plastic, este groasă de 1…2 cm şi lată de 10…15 cm. Gradaţiile se fac din 2 în 2 cm şi sunt grupate în câte 5 diviziuni sub forma literei ***E*** aşezată normal sau inversat (figura 2.3).

După poziţia de montare a mirei avem plăci pentru mire verticale şi înclinate. Lungimea unei plăci acoperă un ecart al nivelurilor de 0,5 m.

Ţinând seama de variaţia nivelurilor, de natura şi forma terenului malurilor, de regimul scurgerilor, de accesul la malurile profilului şi la instalaţie; mirele pot fi verticale, înclinate sau mixte (figura 2.4). Mirele verticale pot fi la rândul lor unitare sau fragmentate.

Nivelurile se citesc în fiecare zi la orele standard 7 şi 17. În timpul viiturilor se citesc mai des (chiar din oră în oră).

Precizia citirilor efectuate la miră este redusă chiar şi în cazul unei suprafeţe liniştite a apei.

Suporturile de miră se aleg în funcţie de tipul mirei. În figura 2.5 se prezintă un exemplu de suport pe piloţi din beton [Mustaţă L., 1981].

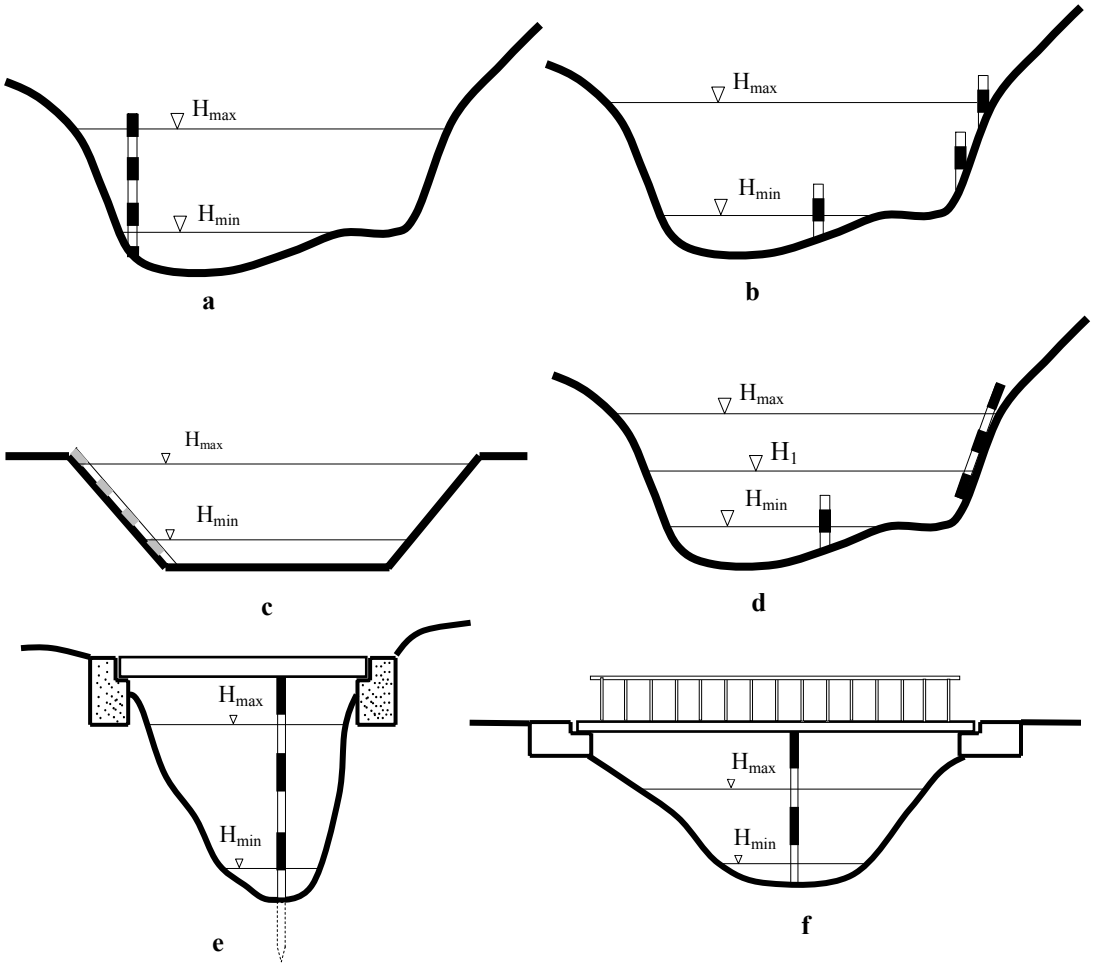


Figura 2.4 Tipuri de mira. a) mira unitară verticală; b) mira verticală fragmentată, c) mira înclinată; d) mira mixtă; e) mira unitară verticală încastrată la ambele capete; f) mira verticală pe pilă de pod.

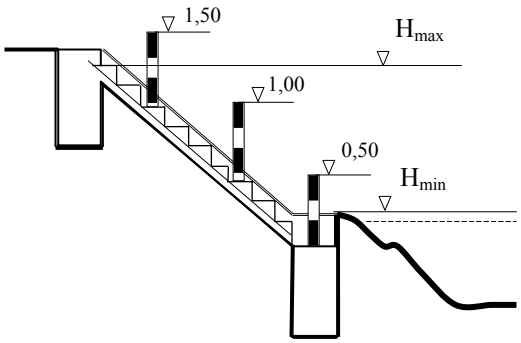


Figura 2.5 Mira pe piloți din beton armat combinată cu scară de acces

a_2) Limnigrafele

Când în staţiile hidrometrice este necesară o cunoaştere amănunţită a nivelurilor, se folosesc limnigrafe care sunt aparate cu ajutorul cărora se înregistrează grafic pe foi speciale, variaţia nivelurilor pe durata unei zile, o săptămână sau chiar o lună. În funcţie de amplitudinea nivelurilor, scările folosite sunt cuprinse de la 1:5 la 1:20 (figura 2.6).

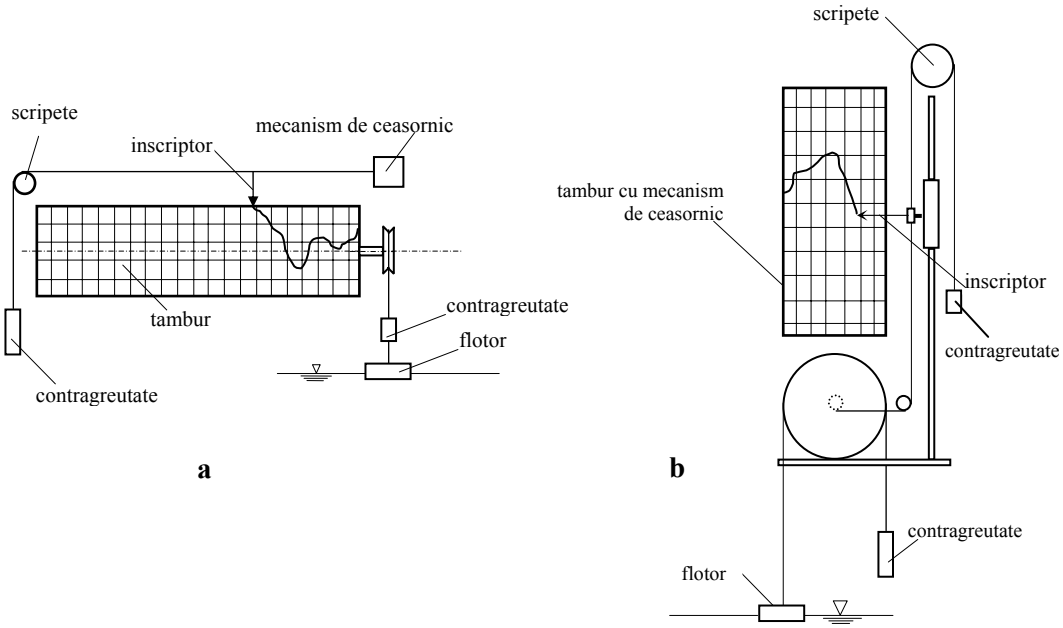


Figura 2.6 Schema simplificată a limnigrafului.
a) cu tambur orizontal, b) cu tambur vertical.

Pentru controlul înregistrărilor obţinute se recomandă instalarea în aceeaşi secţiune cu un limnigraf şi a unei mire hidrometrice. La montarea lor trebuie să se ţină seama de corespondenţa nivelurilor.

Se cunosc mai multe tipuri de limnigrafe şi anume: cu flotor (plutitor), cu jet de aer, cu ultrasunete, cu modulaţie de frecvenţă, cu şir de rezistenţe, cu vârf vibrator, cu electrozi etc.

Limnigrafele cu plutitor pot fi prevăzute cu tijă sau cu cablu.

Cele mai des întâlnite în practică sunt limnigrafele cu flotor şi cablu care pot avea tambur vertical sau orizontal (tip Valdai). În continuare se descrie limnigraful INMH-C_2 cu caracteristici tehnice superioare comparativ cu alte tipuri realizate anterior. Principiul de funcţionare se bazează pe transmiterea variaţiei în timp a nivelului apei prin intermediul unui senzor (plutitor).

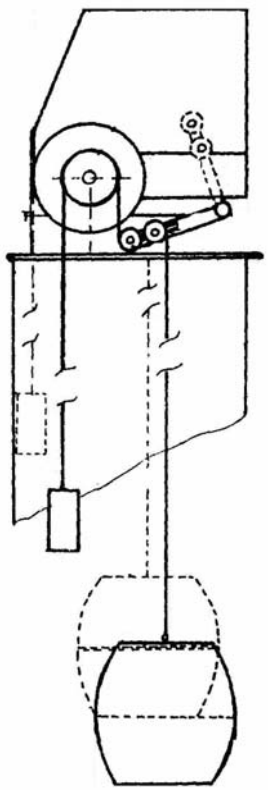


Figura 2.7 Limnigraf

Deplasările în plan vertical sunt transmise la un dispozitiv de înregistrare grafică (inscriptor) prin intermediul unui cursor. Inscriptorul poate fi prevăzut cu peniță sau cu un creion, iar înscrierea variației nivelului apei are loc pe o bandă de hârtie gradată în mm, obținându-se astfel o curbă ***H=f(t)*** denumită limnigramă.

Limnigraful INMH-C_2 (figura 2.7) este alcătuit din patru părți principale: carcasa (cutia), sistemul de urmărire a variației nivelurilor, sistemul de transmitere a variației nivelurilor şi sistemul de înregistrare a curbei ***H=f(t)*** [Giurma I., ş.a. 2001].

- carcasa asigură protecția şi este prevăzută cu un capac rabatabil pentru accesul la piesele interioare şi un vizor pentru a observa diagrama;
- sistemul de urmărire a variației nivelurilor este format dintr-un plutitor cu o greutate de 450 g la care se adaugă 500 g ulei şi o contragreutate de 500 g (ϕ35; h=5 mm); sistemul este legat prin intermediul unui fir cu ϕ=0,6…1,0 mm;
- sistemul de transmitere a variației nivelurilor este realizat cu ajutorul a doi scripeți solidari coaxiali cu diametre de 130 mm la scara 1:10 şi 65 mm la

scara 1:20, fixați pe axul limnigrafului; firul de legătură se trece peste două role cu şanț, montate pe levierul numai pentru scripetele cu ϕ 65 mm (scara 1:20); peste scripetele mare, firul de legătură se trece direct fără intermediul rolelor; axul limnigrafului este prevăzut cu două canale melcate, practicate în lung pe care se poate deplasa un cursor, prevăzut cu un inscriptor cu creion, în ambele sensuri în funcție de creşterea sau scăderea nivelurilor;

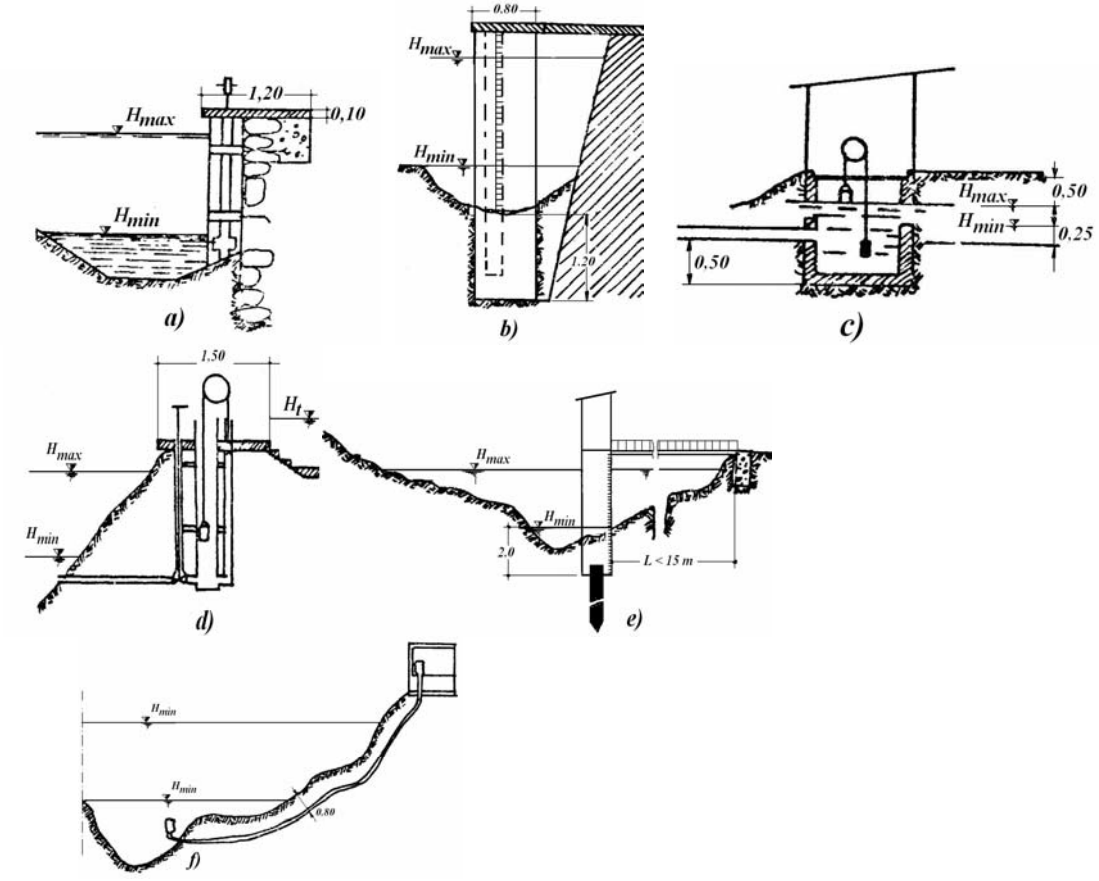


Figura 2.8 Montarea limnigrafului. a) pentru mal vertical; b) pentru mal abrupt; c) în puț; d) cu tub cu spălare prin presiune aflat pe mal în afara zonei inundabile; e) insular pe pilă de beton armat; f) pneumatic.

- sistemul de înregistrare este alcătuit dintr-un inscriptor şi un mecanism de ceasornic cu armare manuală, la 8 zile, care antrenează printr-un sistem de angrenaje un tambur înfăşurat cu hârtie milimetrică, fixată printr-o lamă metalică, pe care se trasează curba $H=f(t)$.

Pentru montarea limnigrafului se folosesc diferite tipuri de construcții hidrotehnice (figura 2.8).

a3) Aparat de măsurare a nivelului apei R20

Un aparat modern de înregistrare continuă a nivelului apelor stătătoare sau curgătoare (ape de suprafață sau a pe subterane) este aparatul R20. Principiul de funcționare este asemănător limnigrafelor cu tambur orizontal. În figura 2.9 este prezentată o schemă generală a aparatului, iar în figurile 2.10, 2.11 şi 2.12 scheme de amplasare a acestui aparat (OTT, 2004) [OTT Hydrometrie, 2004].

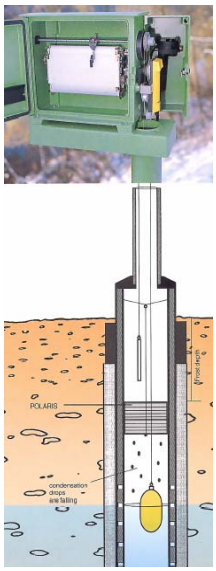


Figura 2.9 Schemă generală de amplasare a aparatului R20

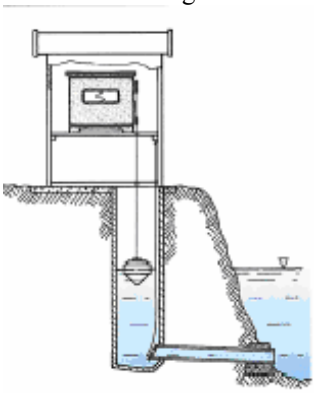


Figura 2.10 Montaj pe un mal de râu neconsolidat

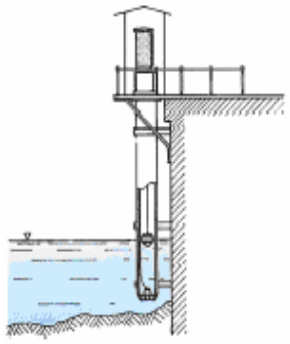


Figura 2.11 Montaj pe un cheu de acostare

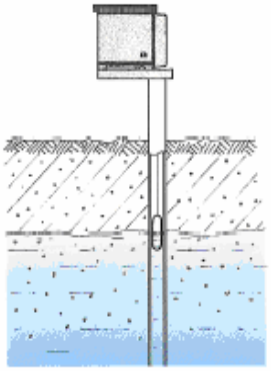


Figura 2.12 Montaj pentru măsurarea nivelului apelor subterane

A. PRELUCRAREA PRIMARĂ A NIVELURILOR

Nivelurile citite față de planul de bază al instalației (plan zero al mirei) la un moment dat pe mirele hidrometrice, pe limnigrame sau fişiere teletransmise sunt valori instantanee. Aceste niveluri trebuie în primul rând raportate la planul de referință al cotelor, care este un plan fix numit plan zero al graficului, ales în aşa fel încât valoarea nivelurilor față de el să fie întotdeauna pozitivă. În cadrul unui bazin hidrografic este necesară cunoaşterea cotei absolute a planului de referință pentru a putea compara citirile efectuate la diverse posturi hidrometrice din bazinul respectiv.

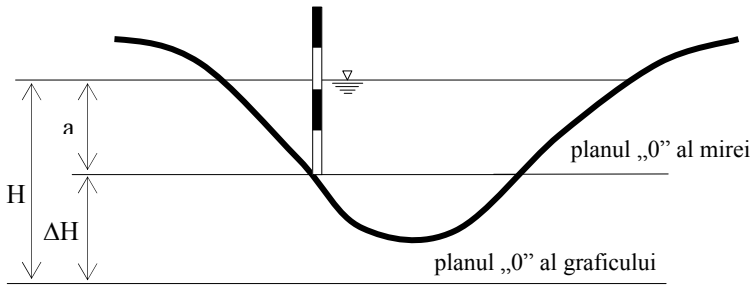


Figura 2.13 Calculul nivelului instantaneu la o miră continuă

În cazul mirelor hidrometrice (figura 2.13) nivelurile instantanee (***H***) față de planul zero al graficului se calculează cu formula

$$H = a + \Delta H \qquad (2.1)$$

unde: ***a*** este nivelul față de planul zero al mirei; ***ΔH***, diferența dintre cele două planuri.

În cazul nivelurilor măsurate cu limnigrafele sau teletransmise se procedează la fel, deoarece aceste aparate sunt însoțite de mire hidrometrice, existând o corespondeță între nivelurile lor.

Calculul nivelurilor medii zilnice (înregistrate în anuarele hidrologice) se face în cazul mirelor hidrometrice prin:

- metoda analitică care constă în efectuarea mediei aritmetice a nivelurilor instantanee citite în ziua respectivă;
- metoda grafoanalitică care constă în efectuarea diagramei de variație a nivelurilor în ziua respectivă pe baza citirilor efectuate, extragerea din diagrama respectivă a nivelurilor orare sau din două în două ore şi efectuarea mediei aritmetice a acestora;

- metoda grafomecanică care constă în efectuarea diagramei de variație a nivelurilor în ziua respectivă pe baza citirilor efectuate, planimetrarea suprafeței cuprinsă între diagramă şi axa timpului şi împărțirea ei la durata unei zile.

În cazul telelimnimetrului avertizor se folosesc aceleaşi metode, iar în cazul limnigrafului se folosesc metodele: grafoanalitică şi grafomecanică.

2.3.3. DESCRIEREA NIVELURILOR ŞI A DEBITELOR

Elementele hidrologice caracteristice ale apelor de suprafață şi subterane sunt: nivelul şi debitul. Nivelul apei se notează cu ***H*** şi este definit prin cota oglinzii apei la momentul considerat, într-un punct dat. Debitul apei se notează cu ***Q*** şi reprezintă cantitatea de apă exprimată în volum care trece printr-o secțiune de control într-o unitate de timp.

Hidrografia nivelurilor şi debitelor se ocupă cu descrierea şi reprezentarea grafică a acestora şi are ca scop punerea în evidență a valorilor caracteristice necesare atât în stabilirea prognozei datelor hidrologice cât şi la proiectarea, execuția şi exploatarea construcțiilor hidrotehnice.

A. HIDROGRAFUL

Hidrograful este reprezentarea grafică a variației elementelor hidrologice (***H*** sau ***Q***) în funcție de timp.

Hidrograful nivelurilor se poate obține pe baza măsurătorilor automate (continue) efectuate la aparatele înregistratoare pentru apele de suprafață şi subterane sau cu ajutorul observațiilor şi măsurătorilor staționare (discontinue) efectuate la mirele hidrometrice pentru apele de suprafață şi în foraje sau puțuri pentru apele subterane.

Hidrograful debitelor urmăreşte în general hidrograful nivelurilor şi se poate obține pe baza măsurătorilor de debite lichide sau poate fi înregistrat direct cu aparate speciale.

Hidrograful poate să fie trasat sub forma unui grafic în trepte sau al unei curbe continue.

Durata unui hidrograf poate fi o zi, o lună, un an, mai mulți ani sau unele perioade în care au avut loc fenomene hidrologice deosebite cum ar fi: secarea unui râu, o viitură etc.

În practică se întâlnesc frecvent următoarele hidrografe: hidrograful anual, hidrograful mediu anual, hidrograful în ani caracteristici şi hidrograful viiturii.

Hidrograful anual reprezintă variația în decursul unui an a nivelurilor sau debitelor. El se caracterizează prin anumite valori specifice ale elementului hidrologic analizat, cum ar fi: valori medii, minime, maxime (niveluri sau debite zilnice, lunare, anuale etc.) şi altele. Hidrograful anual al nivelurilor unui curs de apă, trasat prin valori zilnice este redat în figura 2.14 [INMH, 1997].

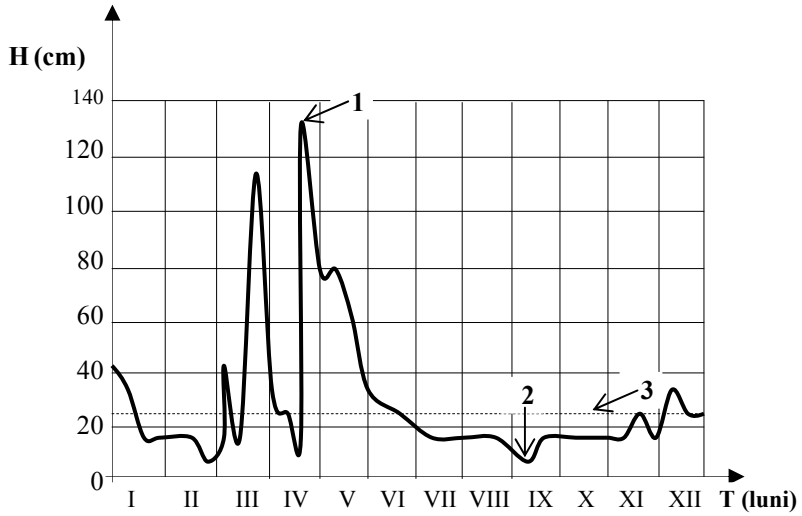


Figura 2.14 Hidrograf anual. 1) nivel maxim anual; 2) nivel minim anual; 3) nivel mediu anual.

Hidrograful anului mediu sau hidrograful fictiv reprezintă variația nivelurilor sau debitelor medii zilnice sau lunare. Aceste medii se calculează având la bază un şir lung de ani.

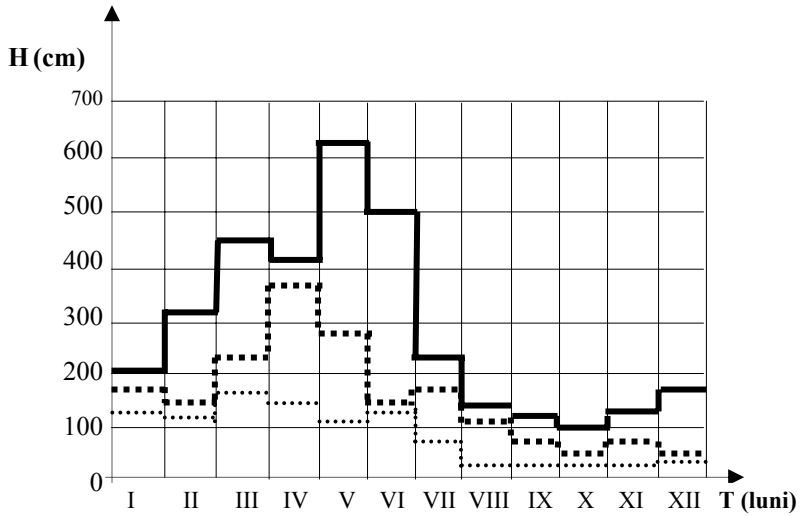


Figura 2.15 Hidrograful anilor caracteristici

Hidrograful în ani caracteristici reprezintă variația nivelurilor sau debitelor în anumiți ani caracteristici (anul cel mai apropiat de valoarea medie, anul cel mai ploios, anul cel mai secetos etc.). Hidrograful în ani caracteristici al unui curs de apă este redat în figura 2.15.

Hidrograful viiturii reprezintă variația nivelurilor sau a debitelor într-o secțiune dată a unui curs de apă, în timpul de trecere al unei viituri. Acest hidrograf se caracterizează prin următoarele elemente: debitul maxim (nivel maxim) (la vârf), durata totală, durata de creştere a viiturii, durata de descreştere a viiturii, volumul viiturii şi coeficientul de formă.

Hidrograful viiturii poate fi singular sau complex şi în structura sa geometrică el conține variația în timp a scurgerii de suprafață, intermediare şi subterane. Pentru viituri se întâlnesc în practică, hidrografe diferite şi anume: hidrograf tip, schematic şi unitar.

Hidrograful tip al viiturii se obține cu ajutorul mai multor viituri reale, cu un singur vârf, care se suprapun astfel încât ordonatele nivelurilor maxime să coincidă. Rezultă astfel o viitură schematizată care, nu este afectată de eventualele variații cu caracter accidental.

Hidrograful mediu schematic al viiturii se trasează folosind tipuri de curbe potrivite sau pe baza unei durate medii a viiturii.

Hidrograful unitar este hidrograful viiturii produse de o precipitație efectivă (fără pierderi) şi uniform distribuită în timp şi pe suprafața bazinului de recepție, cu h_0=1 mm şi pe o durată foarte scurtă Δt.

Se utilizează şi hidrograful unitar instantaneu care este răspunsul unei precipitații cu intensitatea ploii constantă şi o durată $\Delta \tau$ a precipitației efective infinit de mică ($\Delta \tau << \Delta t$).

Când ploaia efectivă are durata mai mare decât timpul de concentrare al scurgerii, se utilizează hidrograful unitar S, care rezultă din însumarea ordonatelor hidrografului unitar instantaneu.

În funcție de durata ploii efective, se pot stabili pentru un bazin hidrografic dat, mai multe hidrografe unitare, un singur hidrograf instantaneu unitar şi un singur hidrograf în S.

Când lipsesc datele din observații directe, hidrograful unitar se stabileşte cu ajutorul hidrografului unitar sintetic, având la bază relații regionale dintre parametrii ce definesc hidrograful unitar şi anumite caracteristici ale bazinului.

În funcție de condițiile naturale şi artificiale existente pe anumite sectoare de râuri, undele de viitură (hidrografele) în deplasarea lor se modifică, fie prin atenuare, fie prin dezatenuare.

Hidrograful atenuat al viiturii, înregistrat într-o secțiune transversală a unui râu, reprezintă hidrograful ale cărui coordonate sunt micşorate față de hidrograful înregistrat într-o secțiune amonte de pe râul respectiv [Giurma I., 2000].

Atenuarea are loc după parcurgerea de către viitură a unui sector de râu cu albie minoră foarte dezvoltată (figura 2.16), precum şi datorită existenței construcțiilor hidrotehnice pe cursurile de apă (baraje cu lacuri de acumulare, praguri etc.).

Hidrograful dezatenuat al viiturii, înregistrat într-o secțiune a unui râu, reprezintă hidrograful ale cărui ordonate sunt majorate față de hidrograful înregistrat într-o secțiune amonte de pe acelaşi râu. Dezatenuarea undelor de viitură se produce atunci când un sector de râu este îndiguit, prin eliminarea albiei majore care are rol de atenuator.

În practică se mai întâlnesc şi alte tipuri de hidrografe care se autodefinesc (hidrograf multianual, hidrograf translatat, hidrograf transmis etc.).

Când datele directe ce rezultă din observații şi măsurători asupra scurgerii lipsesc, hidrografele se pot determina pe cale indirectă, cu ajutorul unor expresii analitice. În acest sens se poate preciza faptul că pentru stabilirea hidrografului secării unui râu se foloseşte curent curba de tip Horton, iar pentru stabilirea hidrografelor viiturilor se folosesc extrapolări lineare de tip Pearson III şi IV, extrapolări cu polinoame de gradul II şi III, repartiția Gudrici etc [Giurma I., ş.a. 2001].

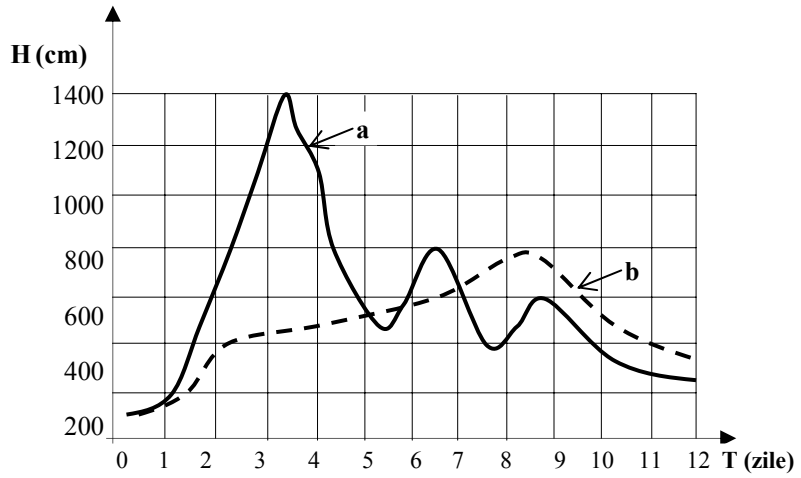


Figura 2.16 Atenuarea hidrografului viiturii prin albie între două stații hidrometrice.

a) hidrograf înregistrat la o staţie hidrometrică situată în amonte; b) hidrograf înregistrat la o staţie hidrometrică situată în aval.

B. REGIMUL NIVELURILOR ÎN RÂURI

Nivelul apei (înălţimea oglinzii apei unui râu faţă de un punct fix sau de un plan ales convenţional zero) este unul dintre cele mai importante elemente ale regimului râurilor. Variaţia nivelurilor unui curs de apă este legată de foarte mulţi factori printre care amintim: forma albiei, panta hidraulică, stabilitatea albiei, coeficientul de rugozitate, variaţia debitelor, fenomenele de iarnă, îngrămădiri de materiale lemnoase, pietriş şi factorul uman, care modifică regimul nivelurilor după necesităţi prin amenajări hidrotehnice (baraje, stăvilare, ecluze, prize de apă, poduri etc.).

Pentru analiza regimului de niveluri, se stabilesc mai întâi niveluri caracteristice, în urma prelucrării datelor înregistratoare. Dacă perioada în care sunt făcute observaţii şi măsurători este un an, atunci deosebim următoarele niveluri caracteristice:

- nivelul maxim anual ($H_{max,\,i}$);
- nivelul minim anual ($H_{min,\,i}$);
- nivelul mediu anual ($H_{med,\,i}$) care exprimă media aritmetică a celor 365 de niveluri medii zilnice.

Nivelurile caracteristice principale sunt nivelurile multianuale şi anume:

- nivelul maxim multianual (H_{max});
- nivelul minim multianual (H_{min});
- nivelul mediu multianual (H_{med}), care reprezintă media aritmetică a nivelurilor medii anuale luate în calcul.

În afara acestor niveluri caracteristice, în practică mai este necesară cunoaşterea unor niveluri caracteristice speciale cum sunt:

- nivelurile din timpul formării zăpoarelor;
- nivelurile din perioadele de scurgere a gheţurilor;
- nivelurile de la începutul şi de la terminarea perioadei de acoperire a râului cu pod de gheaţă;
- nivelul apelor mari de toamnă;
- nivelul de etiaj, care corespunde mediei aritmetice a nivelurilor minime anuale, pe o perioadă îndelungată de ani.

Pe lângă nivelurile caracteristice principale şi speciale, este necesară cunoaşterea nivelului maxim istoric, care reprezintă nivelul maxim cunoscut, care este stabilit cu dispozitive hidrometrice sau de cele mai multe ori este reperat prin urmele lăsate pe unele construcţii şi este transmis oral sau scris, de la o generaţie la alta.

Variația nivelurilor în râuri se caracterizează printr-o periodicitate anuală, reprezentată de niveluri mai ridicate care alternează cu niveluri mai scăzute.

Pentru condițiile țării noastre, nivelurile cele mai ridicate se înregistrează primăvara (în timpul viiturilor produse de topirea zăpezilor sau de ploile de primăvară), iar nivelurile cele mai scăzute apar către sfârşitul verii sau în mijlocul iernii.

În problemele legate de combaterea inundațiilor, de organizarea navigației etc., se foloseşte curent, diagrama caracteristică a nivelurilor, din care rezultă: variația anuală a nivelurilor, perioadele când apar nivelurile ridicate sau coborâte, precum şi durata medie de menținere a acestora (figura 2.17).

În vederea întocmirii acestei diagrame, trebuie să dispunem de observații şi măsurători asupra variației nivelurilor pe un şir de cel puțin 15...20 de ani.

Pentru fiecare an în parte se extrag valorile nivelurilor caracteristice analizate (de ex., nivelul maxim al viiturii de primăvară, nivelul minim al viiturii de vară etc.) şi perioada caracteristică a fiecărui nivel (perioadă cuprinsă între data cea mai timpurie şi cea mai târzie în care s-au semnalat nivelurile respective).

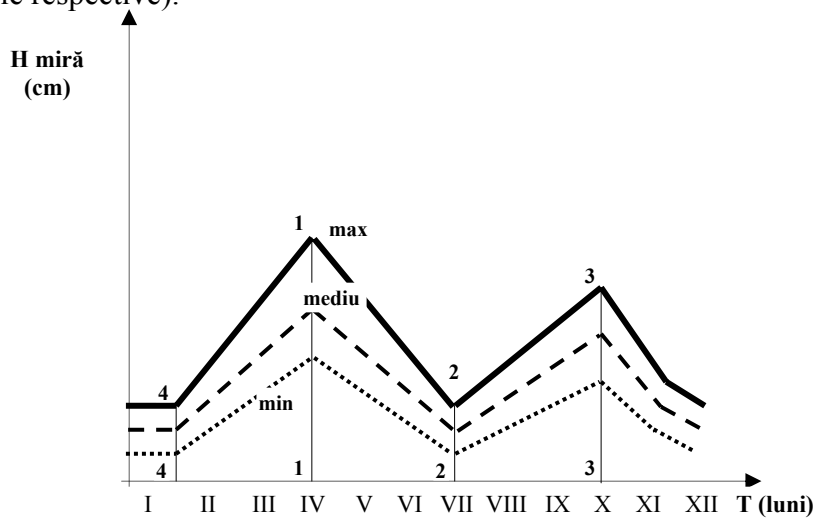


Figura 2.17 Curba caracteristică anuală a nivelurilor. 1-1 $\boldsymbol{H_{max}}$ viitură de primăvară; 2-2 $\boldsymbol{H_{min}}$ de vară; 3-3 H_{max} viitură de toamnă; 4-4 $\boldsymbol{H_{min}}$ de iarnă.

Din şirurile rezultate se extrag valorile maxime şi minime şi se calculează valorile medii pentru fiecare nivel caracteristic. Rezultatele obținute se reprezintă grafic şi rezultă trei poziții ale diagramei caracteristice (figura 2.17).

Nivelurile caracteristice principale şi speciale stau la baza calculelor de prognoză hidrologică şi sunt necesare în proiectarea, execuţia şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice şi a tuturor construcţiilor şi instalaţiilor aflate în albiile cursurilor de apă, precum şi în calculele de gospodărirea apelor. În practica hidrotehnică se folosesc curent nivelurile caracteristice cu o anumită probabilitate de apariţie, ce se stabileşte în funcţie de clasa de importanţă a lucrărilor analizate.

Nivelurile maxime sunt necesare în stabilirea cotelor:
- digurilor de apărare împotriva inundaţiilor;
- platformelor industriale şi a căilor de comunicaţie ce urmează a se executa pe terenuri joase, pentru a fi ferite de inundaţii;
- de amplasare a podurilor;
- cheurilor portuare;
- lucrărilor de captare a apei din râuri;
- de amplasare a batardourilor etc.

Nivelurile minime sunt necesare în stabilirea:
- amplasamentelor de alimentare cu apă din râuri;
- cotelor până la care pot fi efectuate lucrări de regularizări de albii din material lemnos, pentru a evita alternanţa uscat-umed care accelerează putrezirea lemnului;
- şenalului de navigaţie în care se pot asigura adâncimile minime necesare;
- pe timp de iarnă, a producţie minime de energie elecrtică la hidrocentrale etc.

Nivelurile medii servesc la întocmirea de şiruri statistice, cu ajutorul cărora se efectuează calculele de probabilitate a fenomenelor hidrologice.

C. HIDROGRADUL

Măsurarea şi indicarea nivelului apei într-o secţiune transversală pe un curs de apă sau în secţiunea unui post hidrometric, se face în unele situaţii folosind drept unitate de măsură hidrogradul, care reprezintă a zecea parte din amplitudinea maximă de variaţie a nivelurilor înregistrate într-o perioadă îndelungată, după cum rezultă din formula:

$$H_g = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{10} \qquad (2.2)$$

unde: $\boldsymbol{H_{max}}$ este nivelul maxim multianual; $\boldsymbol{H_{min}}$, nivelul minim multianual.

Numerotarea hidrogradelor se face începând de la nivelul minim multianual (figura 2.18). În orice secţiune a unui curs de apă trebuie să se cunoască echivalentul în $\boldsymbol{m}$ al unui hidrograd, care diferă atât de la un curs

la altul cât şi în lungul aceluiaşi curs. Hidrogradul ca mod de exprimare este folosit în combaterea inundațiilor când se cere să se stabilească ce înălțime mai este până la atingerea cotei de inundație. Nivelul unui curs de apă, dacă nu depăşeşte 1...2 ***Hg*** este staționar, când variază între 3...8 ***Hg*** se aşteaptă viituri, iar la hidrogradul 9 este posibilă înregistrarea nivelului H_{max}.

După stabilirea numărului de hidrograde ale nivelurilor de-a lungul unui curs de apă pentru o dată calendaristică, se construieşte harta hidrogradelor, fie sub formă de cardiogramă (se trasează în dreptul stațiilor hidrometrice, un număr de linii paralele egal cu numărul de hidrograde) (figura 2.19), fie sub formă de grafice circulare (indicându-se pentru fiecare stație hidrometrică valoarea nivelului zilnic şi hidrogradele corespunzătoare scăderii sau creşterii nivelurilor).

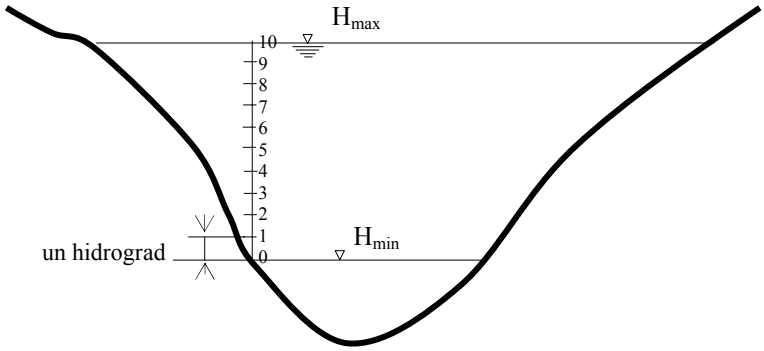


Figura 2.18 Numerotarea hidrogradelor

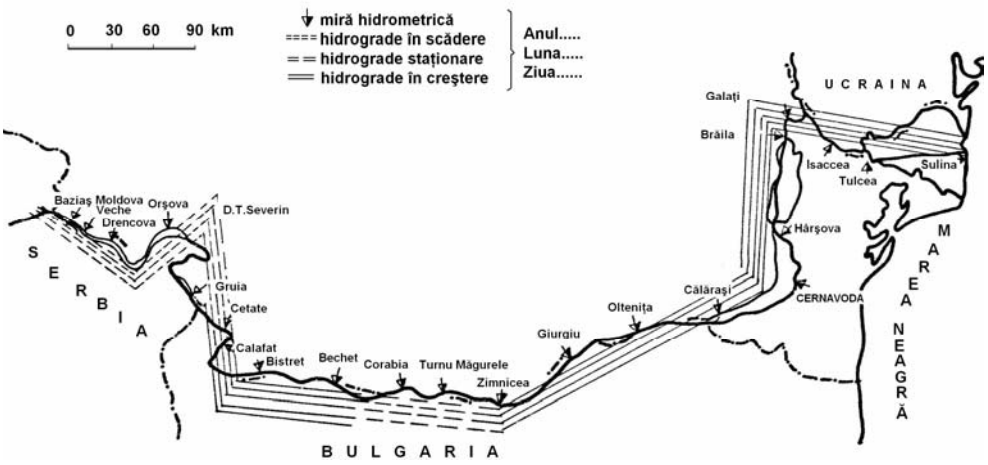


Figura 2.19 Indicarea hidrogradelor de-a lungul Dunării

D.GRAFICUL DE FRECVENȚĂ ŞI CURBA DE DURATĂ A NIVELURILOR

Aceste construcţii grafice se efectuează pe baza hidrografului procedându-se astfel:

- se împarte intervalul de niveluri situate între valoarea minimă şi valoarea maximă în subintervale de mărime convenabilă (de ex. 1÷20 cm);
- se determină numărul de zile în care nivelurile s-au situat în limitele fiecărui interval (frecvenţa), precum şi numărul de zile în care nivelurile au înregistrat valori superioare (durata);
- se reprezintă grafic, pe ordonate nivelurile, iar pe abscise frecvenţa (figura 2.20) respectiv durata (figura 2.21).

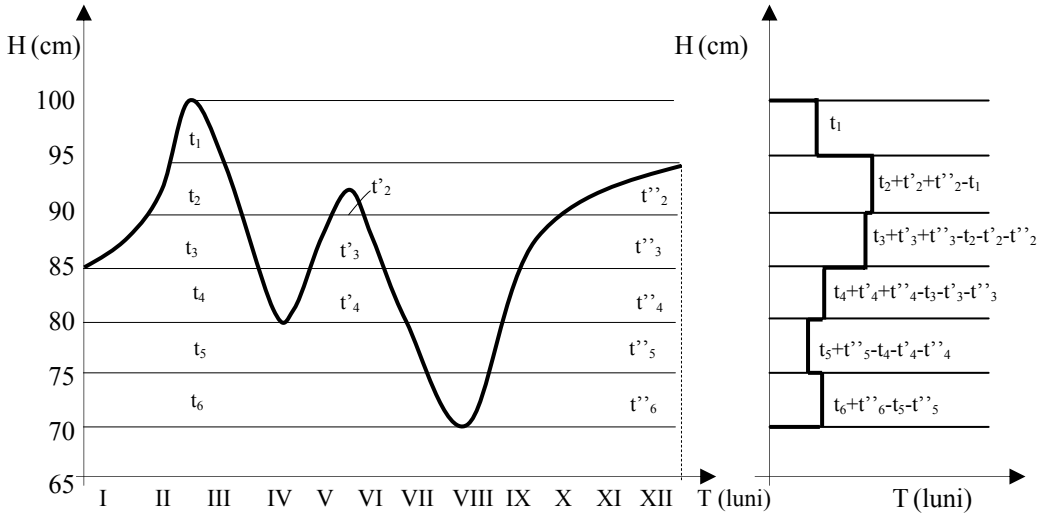


Figura 2.20 Hidrograful şi graficul de frecvenţă al nivelurilor

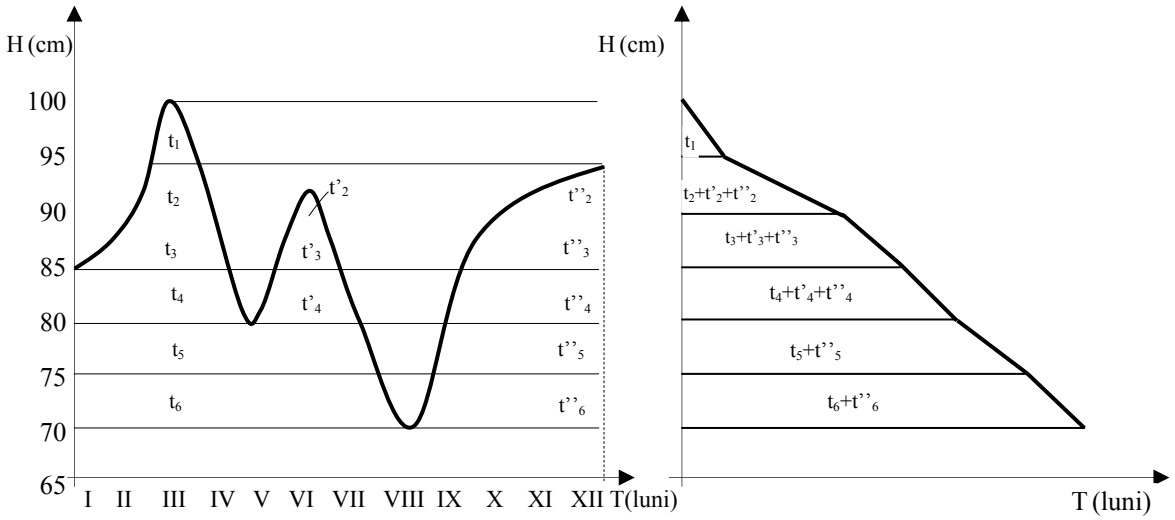


Figura 2.21 Hidrograful şi graficul de durată al nivelurilor

Graficul de frecvență şi curba de durată se construieşte pentru ***T***=1 an, folosind un hidrograf mediu multianual al nivelurilor înregistrate într-o anumită secțiune a unui curs de apă.

Calculul frecvențelor şi duratelor se poate face şi tabelar, folosind nivelurile medii zilnice multianuale.

Din analiza hidrografelor nivelurilor la diferite cursuri de apă se observă gradul de neregularitate al nivelurilor de la un an la altul cât şi de la un anotimp la altul.

Din graficul de frecvență rezultă numărul de zile dintr-o perioada analizată în care s-a observat o anumită mărime a nivelului sau în care aceasta s-a menținut într-un anumit interval, iar din curba de durată rezultă numărul de zile în care nivelul a fost egalat sau depăşit; când valorile obținute cu ajutorul acestor reprezentări grafice sunt valori cu diferite probabilități, ele sunt utile în probleme de combatere a inundațiilor, pentru organizarea navigației, asigurarea nivelului apei pentru prize, derivații etc.

E. LEGĂTURA DINTRE ATMOSFERĂ, VARIAȚIA NIVELURILOR ÎN ALBIA ŞI ÎN STRATUL FREATIC DIN LUNCA AFERENTĂ

Între atmosferă, cursurile de apă şi stratul freatic din luncă se constată un schimb permanent de apă.

Când se înregistrează secete cu temperaturi pozitive ale aerului, râurile se alimentează numai din pânzele freatice interceptate (figura 2.22 a). În această perioadă este scăzut atât nivelul apei capilare din sol cât şi nivelul apelor freatice. Rezervele de apă ale bazinelor hidrografice se micşorează în această situație, prin drenarea de către râuri a apelor subterane, prin evaporarea apei din sol şi de la suprafața rețelei hidrografice (râuri, lacuri, bălți) şi prin transpirația vegetației. Dacă nivelul apei freatice scade sub fundul albiei râului, scurgerea de suprafață prin râu încetează, rămânând numai scurgerea apei pe cale subterană pe sub albie.

În perioada de iarnă, când precipitațiile se acumulează sub formă de strat de zăpadă (figura 2.22 b) pe suprafața bazinelor hidrografice, râurile se alimentează tot numai din pânzele freatice pe care le interceptează. Au loc şi iarna pierderi de apă prin evaporație de la suprafața stratului de zăpadă, dar sunt mai mici, precum şi prin transpirația vegetației de iarnă mai ales a

pădurilor de conifere. Dacă sunt înghețuri puternice, o cantitate mare din apa râurilor este imobilizată.

Dacă după o perioadă de secetă cu temperaturi pozitive plouă puternic, după intercepția pe vegetație şi în micile depresiuni are loc infiltrația către pânza freatică şi când intensitatea ploii depăşeşte capacitatea de infiltrație în sol, începe scurgerea apei pe linia de cea mai mare pantă a terenului. În această situație creşte nivelul apei în râuri precum şi nivelul apelor freatice (figura 2.22 c) [Giurma I., 2004].

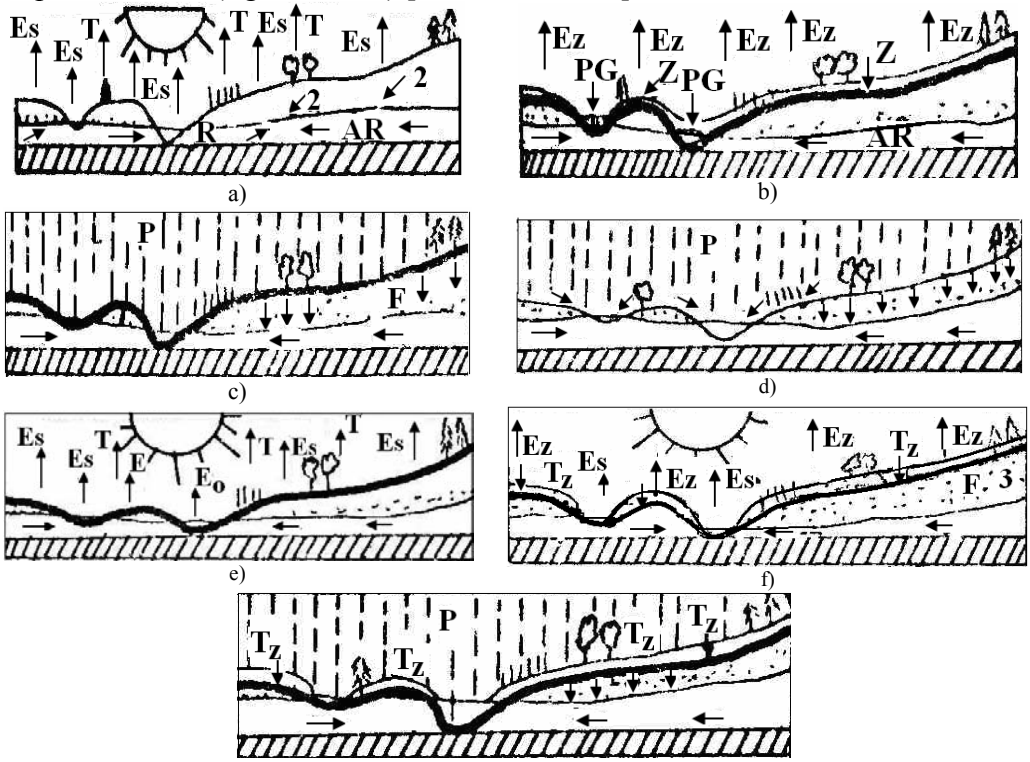


Figura 2.22 Situații caracteristice în formarea scurgerii apei. ***R***, râu; ***L***, lac; ***D***, depresiune; ***AR***, acvifer; ***1***, suprafața acviferului; ***2***, teren cu apă capilară; ***3***, apă gravitațională; ***P***, ploaie; ***Z***, strat de zăpadă; ***Tz***, topirea zăpezii; ***I***, infiltrație; ***v***, scurgere pe versant; ***PG***, pod de gheață; ***E***, evaporare la suprafața apei; ***Es***, evaporare din sol; ***T***, transpirația vegetației; ***Ez***, evaporare la suprafața zăpezii.

Dacă ploaia continuă în bazinul hidrografic (figura 2.22 d) şi solul este îmbibat cu apă până la pânza freatică, continuă şi infiltrația şi astfel este alimentat stratul subteran al cărui nivel creşte.

Creşte simțitor şi nivelul cursului de apă datorită alimentării râului prin scurgerea de pe suprafața versanților. În acest caz este posibilă alimentarea subterană negativă (alimentarea de către râu a apelor freatice

din vecinătate). Tot odată apare şi o scurgere slabă prin stratul superficial de sol al versanţilor.

După încetarea ploii, apa acumulată în sol continuă să se infiltreze şi să alimenteze pânzele freatice, scurgerea de suprafaţă şi cea din stratul superficial de sol al versanţilor încetează, nivelul apei din râu scade şi reîncepe alimentarea râului de către pânza freatică, în bazin există umezeală suficientă şi evaporaţia globală este ridicată (figura 2.22 e). În cazul topirii stratului de zăpadă, fără a avea ploi, se înregistrează o situaţie similară cu cea din cazul ploilor, dar cu intensităţi mai reduse (figura 2.22 g).

Scurgerea apei subterane din vecinătatea unui râu are direcţia generală aproximativ aceeaşi cu scurgerea apei din râu, în cazul variaţiilor lente ale nivelului (figura 2.23 şi 2.24).

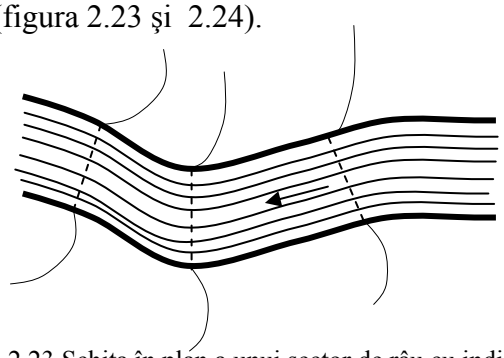


Figura 2.23 Schiţa în plan a unui sector de râu cu indicarea curbelor de nivel ale apei subterane

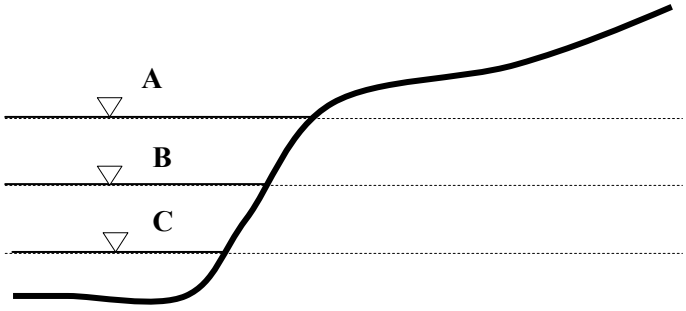


Figura 2.24 Secţiune transversală printr-un râu. Indicarea variaţiei lente a nivelului apei subterane

Când se înregistrează variaţii bruşte ale nivelului apei în râu, liniile de infiltraţie a apelor subterane capătă succesiunile indicate în figurile 2.25 şi 2.26.

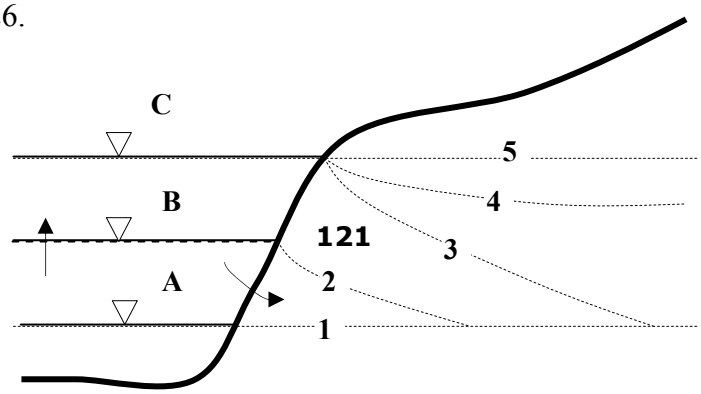


Figura 2.25 Succesiunea liniilor de infiltrație la ridicarea bruscă a nivelului apei în râu

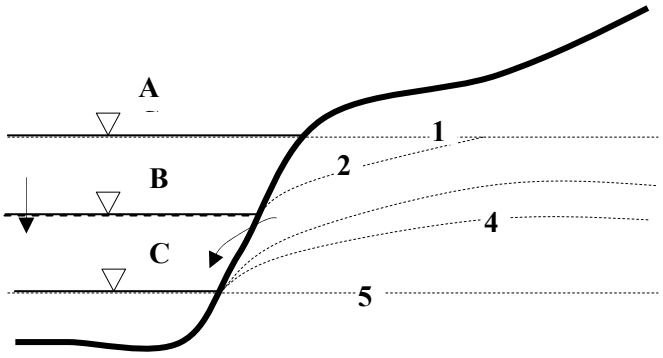


Figura 2.26 Succesiunea liniilor de drenare la coborârea bruscă a nivelului apei din râu

Pentru a se indica schimbul de apă dintre râu şi stratul freatic din luncă se trasează hidroizohipsele (curbe de nivel ale apei subterane) (figura 2.27) prin măsurarea cu ajutorul unei rețele de foraje şi interpolarea acestora.

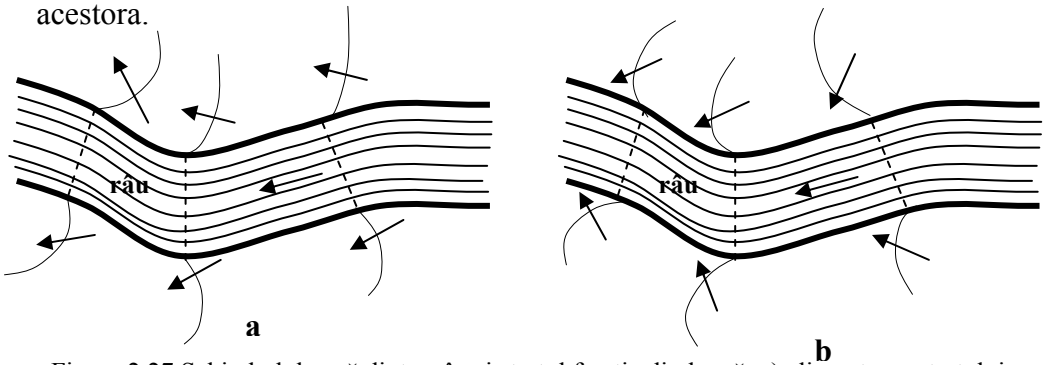


Figura 2.27 Schimbul de apă dintre râu şi stratul freatic din luncă. a) alimentarea stratului freatic la ape mari în râu; b) drenarea stratului freatic de către râu la ape mici

Rețeaua de foraje se realizează prin profile transversale de 3...4 foraje pe profil, câte un foraj din fiecare profil fiind amplasat în albia minoră a râului (figura 2.28).

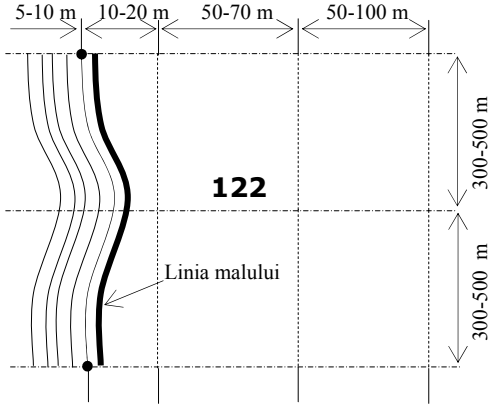


Figura 2.28 Dispoziția forajelor de studiu pentru apa freatică din luncă

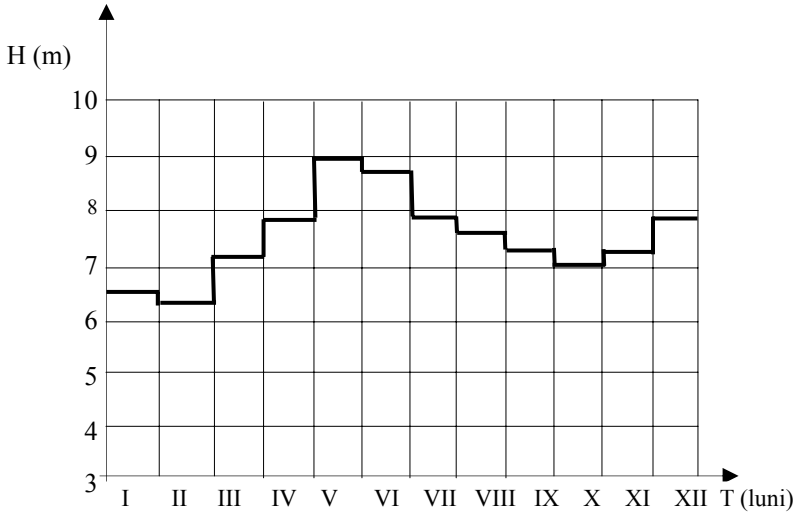


Figura 2.29 Hidrograful nivelurilor unui strat freatic

Cunoaşterea legăturii ce există între variația nivelurilor râurilor şi a nivelurilor stratelor freatice aferente acestora, serveşte în proiectarea şi exploatarea captărilor de suprafață şi subterane pentru alimentarea cu apă potabilă şi industrială, a drenajelor de pe terenurile agricole, a drenajelor platformelor industriale, clădirilor amplasate în luncile râurilor etc.

Dacă nivelurile râurilor pot varia brusc odată cu înregistrarea undelor de viitură şi se măsoară de două sau mai multe ori pe zi, nivelurile stratelor freatice variază mai lent şi se măsoară săptămânal sau chiar lunar, iar reprezentarea grafică în timp a lor se face de obicei cu ajutorul valorilor medii lunare (figura 2.29).

Nivelurile caracteristice ale unui strat freatic folosite în proiectare şi exploatare sunt nivelurile medii, maxime şi minime multianuale [Podani M., ş.a. 2001].

2.4. HIDROMETRIA VITEZELOR ÎN RÂURI

Măsurarea vitezelor curenţilor de apă este necesară pentru:
- calculul debitelor;
- stabilirea sectoarelor de râuri în care au loc afuieri ale talvegului, eroziuni ale malurilor şi depuneri (colmatări pentru a interveni cu lucrări de regularizări);
- în stabilirea amplasamentului şi dimensiunilor unor construcţii hidrotehnice etc.

Într-o secţiune transversală a unui curs de apă, viteza medie se poate obţine cu ajutorul vitezelor punctuale distribuite pe întreaga secţiune.

Viteza punctuală este viteza instantanee măsurată într-un punct al secţiunii transversale, viteză ce variază datorită fenomenului de pulsaţie în jurul unor valori medii.

După principiul de funcţionare, mijloacele de măsurare ale vitezelor sunt: sondele de presiune, flotorii, moriştile hidrometrice etc.

Sondele de presiune se folosesc rar în cadrul sistemelor cu nivel liber şi anume numai atunci când se poate realiza o citire rapidă şi cu precizie ridicată a diferenţelor de presiune. Ele se folosesc de regulă în sistemele de presiune şi fac obiectul unor cercetări din domeniul hidraulicii.

2.4.1.MĂSURAREA VITEZEI CU FLOTORI

Flotorii sunt corpuri plutitoare antrenate de către curentul de apă ce prezintă avantajul simplei execuţii, dar şi inconvenientul că măsurătorile au o precizie scăzută.

În practică se întâlnesc următoarele tipuri de flotori:
- *flotori de suprafaţă* care măsoară viteza curenţilor de la suprafaţă şi se folosesc în timpul viiturilor pentru măsurători rapide şi când nu se poate utiliza morişca (adâncimea apei este mai mică decât înălţimea paletei);
- *flotori dubli*, alcătuiţi din doi flotori simpli (unul de suprafaţă, iar celălalt la ***0,6H*** pentru a obţine o valoare apropiată de viteza medie), ce se folosesc pentru râuri cu adâncimi mari;
- *flotori de adâncime*, alcătuiţi din doi flotori simpli legaţi între ei şi susţinuţi de un flotor de suprafaţă, ce se folosesc pentru adâncimi foarte mari.

Pe sectorul de râu unde se folosesc flotori trebuie respectate următoarele condiţii: să nu existe variaţii de nivel, să nu fie vânt, sectorul de râu să fie rectiliniu pe o lungime de cel puţin 3…5 ori luciul apei şi lipsit de vegetaţie.

Pentru a măsura viteza pe sectorul respectiv trebuie materializate trei profile transversale şi anume: profilul din mijloc (cel principal) cu un cablu

cu gradații marcate cu panglici, iar profilele extreme numite suplimentare prin jalonare.

Flotorii se plasează la distanțe diferite de mal şi cu cel puțin 10…20 m înaintea profilului din amonte pentru uniformizarea mişcării până în dreptul acestei secțiuni.

Se cronometrează timpii în care fiecare dintre flotori parcurge distanța dintre profilele suplimentare. Când flotorii trec prin profilul principal se notează gradațiile de pe cablu prin dreptul căruia au trecut. Se determină pentru fiecare flotor viteza de deplasare ca raport între distanța parcursă şi timpul respectiv. Această viteză se înmulțeşte cu un coeficient „***c***" (tabelul 2.1) şi rezultă viteza medie a cursului de apă pe direcția pe care s-a deplasat flotorul.

Tabelul 2.1 Valorile aproximative ale coeficientului „***c***"

Tipul flotorului	Tipul albiei	Adâncimea de plasare a flotorului	Coeficientul „c"
De suprafață	cu rugozitate mare cu rugozitate mică	la suprafață la suprafață	0,84…0,86 0,87…0,90
Dublu	adâncime mare	0,6h 0,5h	1,00 0,96
De adâncime	adâncime foarte mare	de-a lungul întregii adâncimi	0,80…1,00

Vitezele medii pe verticalele flotorilor mai pot fi găsite cu ajutorul relației lui Forchheimer:

$$\bar{v} = v_0 - \alpha\sqrt{h \cdot J} \qquad \text{[m/s]} \qquad (2.3)$$

unde: v_0 este viteza de deplasare a flotorului; h, adâncimea medie pe traseul flotorului; J, panta longitudinală a oglinzii apei; α, coeficientul determinat cu ajutorul unor măsurători efectuate anterior cu morişca privind viteza medie.

Viteza medie în secțiunea principală se determină ca medie aritmetică a vitezelor medii pe verticalele flotorilor.

Eroarea de măsurare este de ± 8…10% în cazul măsurătorilor de suprafață şi de ± 3…5 % în cazul celor de adâncime.

Un tip aparte de flotor îl constituie flotorul integrator. Acesta constă dintr-o bilă confecționată dintr-un material uşor (cu greutatea specifică mai mică decât a apei), bilă ce este lansată printr-un sistem special pe patul albiei râului (figura 2.30). Se cronometrează timpul t de la lansarea bilei până la ieşirea ei la suprafață. Se observă că bila în timp ce parcurge înălțimea H se deplasează şi pe orizontală cu distanța L.

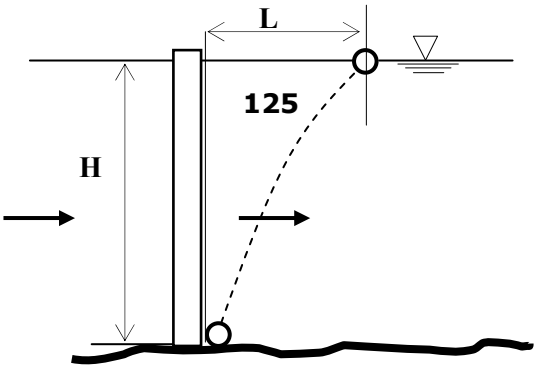


Figura 2.30 Flotor integrator

$$L = \sum_{i=1}^{n} v_i \cdot \Delta t = \Delta t \sum_{i=1}^{n} v_i \qquad (2.4)$$

unde: Δt este pasul de timp considerat constant în care bila trece de la un strat de apă la altul; v_i, viteza bilei pe orizontală în cadrul fiecărui strat i.

La limită avem:

$$\bar{v} = \frac{L}{t} \qquad (2.5)$$

unde: $\bar{v}$ este viteza medie pe verticală.

În mişcarea bilei pe verticală avem:

$$v_H = \frac{H}{t} \qquad (2.6)$$

Prin eliminarea timpului t din ultimele relații, obținem:

$$\bar{v} = \frac{L}{H} \cdot v_H \qquad (2.7)$$

Viteza medie în secțiunea considerată este dată de media vitezelor măsurate cu mai mulți flotori integratori repartizați cât mai uniform pe toată lățimea secțiunii respective.

2.4.2. MĂSURAREA VITEZEI CU MORIŞCA HIDROMETRICĂ

Morişca hidrometrică este un aparat care are un element (de obicei elice) antrenat în mişcare de rotație de către curentul de apă. Cu ajutorul ei se determină viteza într-un punct al curentului de apă, numită viteză

punctuală ce este exprimată în funcție de numărul de rotații ale elicei efectuate în unitatea de timp.

Morişca hidrometrică este instrumentul cel mai utilizat pentru determinarea vitezei apei datorită preciziei ridicate şi comodității în manipulare.

Prima morişcă hidrometrică a fost concepută şi realizată de Woltman în anul 1947. În prezent sunt folosite diferite tipuri de morişti, dintre care la noi cele mai întâlnite sunt: morişca Jestovski 3, morişca Olt-V şi morişca tip Sibiu.

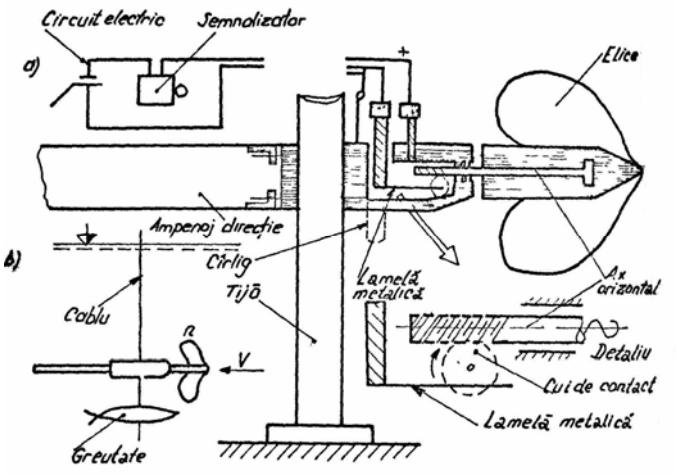


Figura 2.31 Schema constructivă a morişti hidrometrice
a) schema de detaliu; b) schema de ansamblu

În schema de principiu (figura 2.31) a unei morişti pot fi observate principalele părți componente şi anume: elicea (rotorul), corpul, coada de dirijare (deriva) şi dispozitivul de semnalizare.

Aparatul este astfel conceput încât la o singură rotație a axului său, elicea să se învârtească de **N** ori; odată cu axul se roteşte o singură dată şi rotița dințată a dispozitivului de semnalizare, angrenată printr-un ghivent elicoidal, care prin cuiul de contact restabileşte în circuit curentul electric alimentat din baterii. În acest mod, de fiecare dată a contactului se produce semnalul care poate fi acustic (sonerie electrică) sau optic (bec).

Aparatul introdus în curentul de apă transformă prin intermediul elicei, viteza orizontală a firelor de curent în viteză de rotație. Între viteza locală ***v*** a apei şi numărul de rotații ***n*** al elicei în unitatea de timp, există o relație liniară, care prin tararea morştii în condiții speciale de laborator, este dată sub forma:

$$\mathbf{v = a + n \cdot b} \qquad (2.8)$$

unde ***a*** şi ***b*** sunt două constante ale aparatului.

Morişca se lansează în punctul unde dorim să efectuăm măsurători şi se lasă să i se rotească elicea timp de 1...2 minute pentru uniformizarea mişcării. Dacă într-un punct al curentului s-au înregistrat ***S*** semnale în timpul cronometrat ***T*** (dintre primul şi ultimul semnal), atunci turația ***n*** din ecuația anterioară este dată de formula:

$$n = \frac{N(S-1)}{T} \qquad \text{[rot/sec]} \qquad (2.9)$$

Acesta, introdus în ecuația moriştii, stabileşte viteza curentului de apă în punctul respectiv.

Secțiunea transversală a unui râu în care se fac măsurători de viteză trebuie să fie perpendiculară pe direcția de curgere a apei. Ea se marchează pe maluri cu repere sau cu mire hidrometrice la care urmează să se citească variația nivelului apei în timpul măsurătorilor.

Pentru a se obține o valoare medie a turației (vitezei), timpul ***T*** nu va fi mai mic de 60 secunde.

Moriştile normale pot înregistra viteze de 0,05...4,0 m/s, montând una sau alta din cele două elice ale aparatului, după instrucțiunile furnizate de constructor.

Indiferent de tip, moriştile hidrometrice pot fi cu tijă sau suspendate. Utilizarea moriştilor cu tijă se face până la adâncimi ale apei de 3,5 m, iar pentru adâncimi mai mari se folosesc morişti suspendate. Pentru albii accesibile cu o barcă sau de pe o punte, se recurge la morişca cu tijă care se introduce în apă vertical. Când accesul se realizează pe bacuri, vase sau poduri, morişca se suspendă de un cablu, iar pentru măsurători sistematice de lungă durată se construiesc teleferice cu cabină.

Dacă secțiunea de măsurare nu poate fi materializată printr-o punte de campanie, atunci se fixează un cablu de-a lungul căruia se va manevra ambarcațiunea. Măsurarea vitezelor se face în dreptul unor verticale de sondaj (viteză).

Numărul acestora depinde de lățimea cursului de apă şi anume:

- 5...8 verticale pentru $B \leq 1{,}0$ m;
- 8...10 verticale pentru $1{,}0 \text{ m} < B \leq 50{,}0$ m;
- 10...15 verticale pentru $50 \text{ m} < B \leq 100{,}0$ m;
- 15 verticale pentru $B > 100{,}0$ m.

Adâncimea apei trebuie să asigure tot timpul imersiunea moriştii (paleta să fie acoperită în întregime cu apă), iar distanța de la punctul cel mai de jos al paletei până la patul albiei să fie de minim 2...3 cm.

Reperarea verticalelor se face cu panglica gradată, cu cablul gradat sau prin mijloace topografice. Funcție de adâncimea fiecărei verticale se stabilesc o serie de puncte standard în care se fac măsurători de viteză ce sunt însoțite în permanență de măsurători de adâncimi. Exemplu: la suprafața curentului, la 0,2h, la 0,6h, la 0,8 h şi în apropierea fundului albiei [Diaconu C., 1999].

2.4.3.MORIŞCA HIDROMETRICĂ OTT

Morişca OTT C2 este utilizată pentru măsurarea vitezelor în cazul analizelor şi experiențelor de laborator cum ar fi: modele de râuri, conducte cu dimensiuni mici etc. De asemenea este recomandată în situații în care sunt necesare instrumente de greutate mică. Are o precizie mare şi poate măsura viteze de până la 2,5 cm/s (figura 2.32).

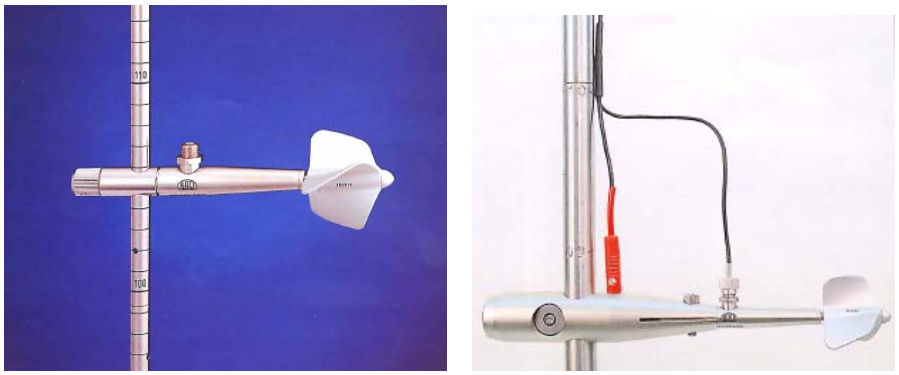


Figura 2. 32 Morişca OTT C2

Morişca hidrometrică OTTC20 este instrumentul ideal pentru măsurarea nivelurilor reduse ale apelor şi pentru măsurarea vitezei în canale deschise, pârâuri, râuri (figura 2.33). Poate măsura viteze cuprinse între 0,03 m/s şi 2,5 m/s. O altă morişcă este tipul OTT C31 foarte eficientă pentru măsurători de viteză cu valori cuprinse între 0,025 m/s şi 10 m/s (figura 2.34) [OTT Hydrometrie, 2004].

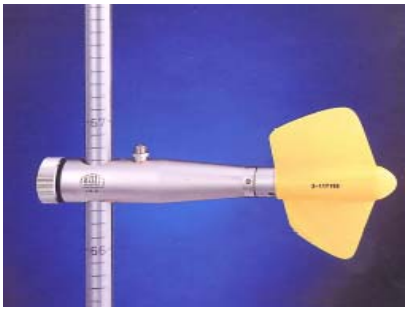


Figura 2.33 Morişca OTTC20

Figura 2.34 Morişca OTTC31

2.4.4. MORIŞCA HIDROMETRICĂ DELPHIN

Morişca Delphin poate determina următorii parametri (figura 2.35):

- viteza de curgere a apei;
- adâncimea apei;
- aprecierea condiţiilor de curgere;
- înregistrarea temperaturii apei în punctele de măsură.

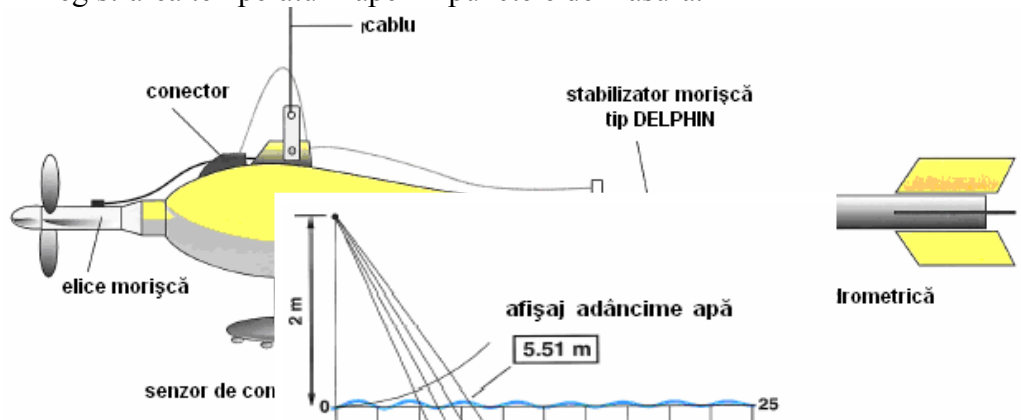


Figura 2.35 Elemente componente ale hidrometrice Deplhin moriştii

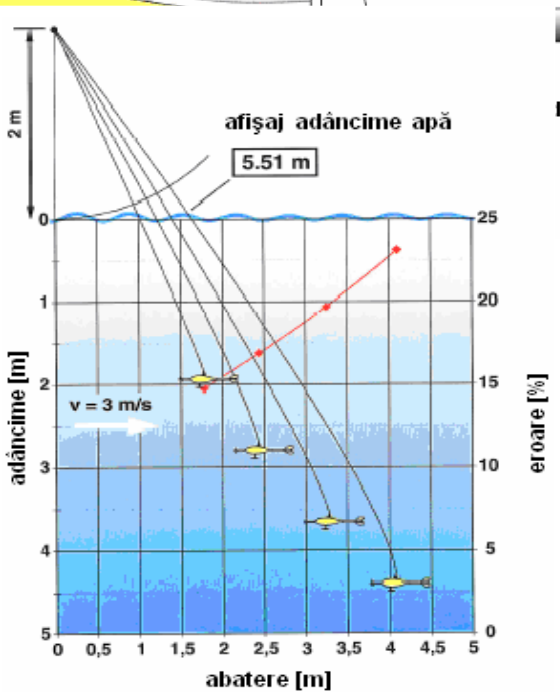


Figura 2.36 Parametrii măsuraţi cu morişca Delphin

Senzorii utilizaţi pentru măsurarea vitezei apei:
- contor de viteză;
- măsurarea cu precizie a adâncimii de imersare a morişţii pe baza determinării presiunii hidrostatice (cu ajutorul unei alveole ceramice de precizie);
- direcţia de curgere, prin intermediul unui compas electronic; componentele vitezei de curgere se determină perpendicular pe secţiunea de curgere chiar dacă există turbulenţe în curgerea apei;
- măsurarea temperaturii prin intermediul unui senzor digital (cu rezoluţie de 0,1 ^{o}C) putându-se determina atât profile orizontale de temperatură cât şi profile verticale;
- soft-ware adecvat pentru calculul debitului de curgere imediat după terminarea măsurătorii şi transferarea datelor colectate pe un PC utilizând un sistem de operare tip Windows (figura 2.36) [OTT Hydrometrie, 2004].

A. CALCULUL VITEZEI MEDII ÎNTR-O VERTICALĂ

Se face cu una din metodele următoare:

a_1) Metoda analitică

Aceasta foloseşte următoarele formule:
- procedeul cu şase puncte care se aplică când există vegetaţie în albia râului.

$$\bar{v} = \frac{v_s + 2v_{0,2h} + 2v_{0,4h} + 2v_{0,6h} + 2v_{0,8h} + v_f}{10} \qquad (2.10)$$

- procedeul cu cinci puncte:

$$\bar{v} = \frac{v_s + 3v_{0,2h} + 3v_{0,6h} + 2v_{0,8h} + v_f}{10} \qquad (2.11)$$

- procedeul cu trei puncte:

$$\bar{v} = \frac{v_{0,2h} + 2v_{0,6h} + v_{0,8h}}{4} \qquad (2.12)$$

- procedeul cu două puncte:

$$\bar{v} = \frac{v_{0,2h} + v_{0,8h}}{2} \qquad (2.13)$$

- procedeul cu un punct care se aplică când adâncimea apei este mai mică de 1 metru:

$$\bar{v} = v_{0,6h} \qquad (2.14)$$

a_2) Metoda grafoanalitică

Folosind vitezele punctuale în verticala respectivă, se trasează epura (hodograful) vitezelor. Suprafața acestei epure se împarte în fâşii cu ajutorul unor linii orizontale echidistante (1/10…1/20***H***) şi se extrag vitezele corespunzătoare mijloacelor fâşiilor (figura 2.37). Viteza medie pe verticală este dată de relația:

$$\bar{v} = \frac{\sum_{i=1}^{n} v_i}{n} \qquad (2.15)$$

unde: ***i*** este numărul de ordine al fâşiei; ***n***, numărul total al fâşiilor.

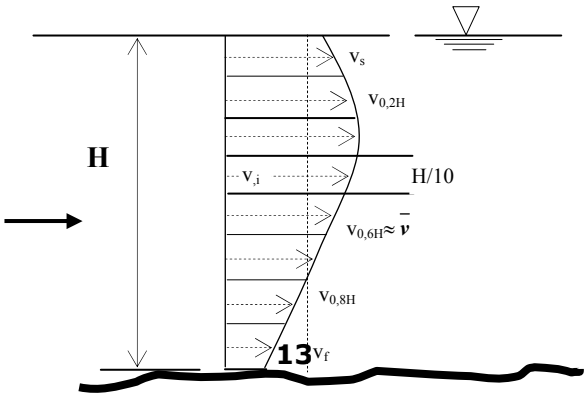


Figura 2.37 Determinarea vitezei medii într-o verticală prin metoda grafoanalitică

a_3) Metoda grafomecanică

Se întocmeşte epura vitezei în verticala respectivă, se planimetrează suprafaţa cuprinsă între epură şi verticală, suprafaţă ce se împarte la adâncimea verticalei şi rezultă viteza medie pe verticală.

a_4) Metoda integrată

Aceasta se aplică numai cursurile de apă a căror adâncime depăşeşte valoarea de 1 metru. Ea constă în deplasarea moriştii pe verticală de sus în jos şi de jos în sus; pe toată adâncimea în mai multe cicluri, rezultând astfel viteza medie pe verticală. Viteza de deplasare a moriştii pe verticală nu trebuie să depăşească 4 cm/s.

a_5) Metoda distribuţiei vitezelor

Această metodă constă în măsurarea vitezei într-un număr determinat de puncte pe verticală, puncte alese astfel încât vitezele înregistrate în două puncte alăturate să nu difere între ele cu mai mult de 20%. Cunoscând vitezele punctuale, viteza medie pe verticală rezultă analitic, grafoanalitic sau grafomecanic.

B. CALCULUL VITEZEI MEDII PE SECŢIUNE

Calculul se poate face în două cazuri şi anume:
- ca medie aritmetică a vitezelor medii calculate în verticalele de viteză ale secţiunii respective;
- folosind metoda integrată pe secţiune (în acelaşi timp cu mişcarea de coborâre-urcare a moriştii se imprimă ambarcaţiunii din care se fac măsurătorile, o mişcare de dute-vino, perpendiculară pe direcţia de curgere a apei, figura 2.38).

Această metodă este foarte operativă şi se aplică în practică la prinderea undelor de viitură repezi [Giurma I., ş.a. 2001].

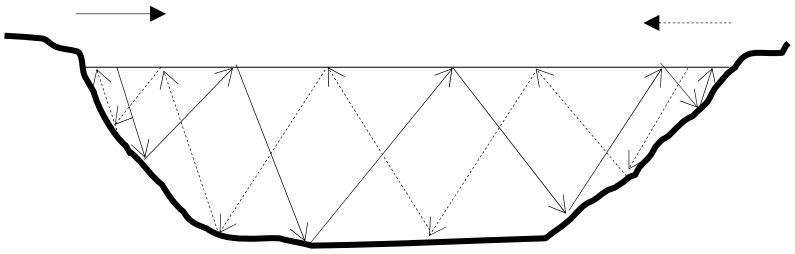


Figura 2.38 Traseul parcurs de morişcă în cazul metodei integrate pe secțiune

2.5. CALCULUL DEBITELOR LICHIDE ÎN RÂURI CU AJUTORUL MORIŞTII HIDROMETRICE

Odată cu efectuarea măsurătorilor de debit lichid într-o secțiune transversală a unui râu, trebuie să se determine nivelul la care se raportează aceste măsurători numit nivel de calcul (H_{calcul}).

Valoarea lui H_{calcul} se stabileşte astfel:

- la variații mici de nivel:

$$H_{calcul} = \frac{H_{\hat{i}} + H_s}{2} \tag{2.16}$$

unde: $H_{\hat{i}}$ este nivelul înregistrat la începutul măsurătorilor; H_s, nivelul înregistrat la sfârşitul măsurătorilor.

- la variații mari de nivel, înregistrate în timpul viiturilor:

$$H_{calcul} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \overline{v}_i \cdot b_i \cdot H_i}{\sum_{i=1}^{n} \overline{v}_i \cdot b_i} \tag{2.17}$$

unde: $\overline{v_i}$ sunt vitezele medii pe verticalele de sondaj; b_i, lățimile parțiale ale secțiunii de scurgere, aferente verticalelor respective; H_i, nivelurile măsurate în verticale, odată cu măsurarea vitezelor.

Într-o secțiune transversală, cunoscând vitezele descrise anterior, precum şi celelalte elemente legate de ridicarea hidro-topografică a secțiunii

corespunzătoare nivelului de calcul, stabilirea debitului lichid se poate efectua prin următoarele metode [Diaconu C., 1999].

a) Metoda analitică

Metoda constă în stabilirea debitelor parțiale care trec prin suprafețele cuprinse între verticalele de sondaj şi însumarea acestora (figura 2.39). Rezultă debitele parțiale:

$$\Delta Q_{i,i+1} = A_{i,i+1} \cdot \frac{\overline{v_i} + \overline{v_{i+1}}}{2} \qquad (2.18)$$

unde: $\overline{v_i}$, $\overline{v_{i+1}}$ sunt vitezele medii pe verticala „*i*" respectiv „*i+1*"; $A_{i,\,i+1}$, suprafața parțială cuprinsă între cele două verticale.

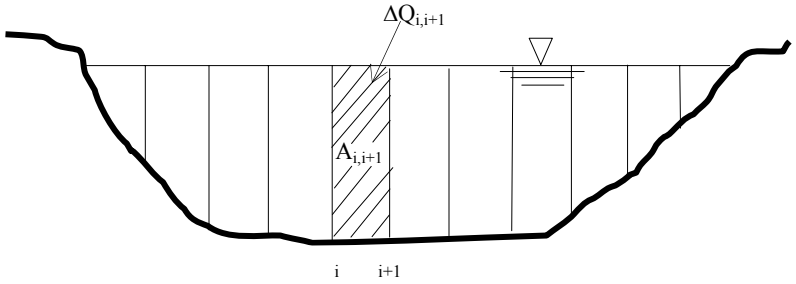


Figura 2.39 Schema de calcul a debitului prin metoda analitică

Debitul total este:

$$Q = \sum_{i=1}^{n} \Delta Q_{i,i+1} \qquad (2.19)$$

b) Metoda grafoanalitică

Metoda constă în trasarea curbei de variație a debitului elementar q=f(l) prin calculul debitului pe unitatea de lățime în dreptul fiecărei verticale (2.20a) şi apoi calculând suprafața cuprinsă între această curbă şi linia apei aplicând formula:

$$q_i = \frac{v^i_{med} \cdot h_i \cdot 1}{1} = v^i_{med} \cdot h_i \qquad \left[\frac{m/s \cdot m \cdot m}{m}\right] = m^2/s \qquad (2.20a)$$

$$Q = \frac{1}{2} q_1 \cdot b_1 + \frac{q_1 + q_2}{2} b_2 + \ldots + \frac{q_{i-1} + q_i}{2} b_i + \ldots + \frac{1}{2} q_n \cdot b_{n+1} \qquad (2.20b)$$

c) Metoda grafomecanică

Se efectuează masurători pentru trasarea graficului profilului transversal la o scară potrivită (figura 2.40).

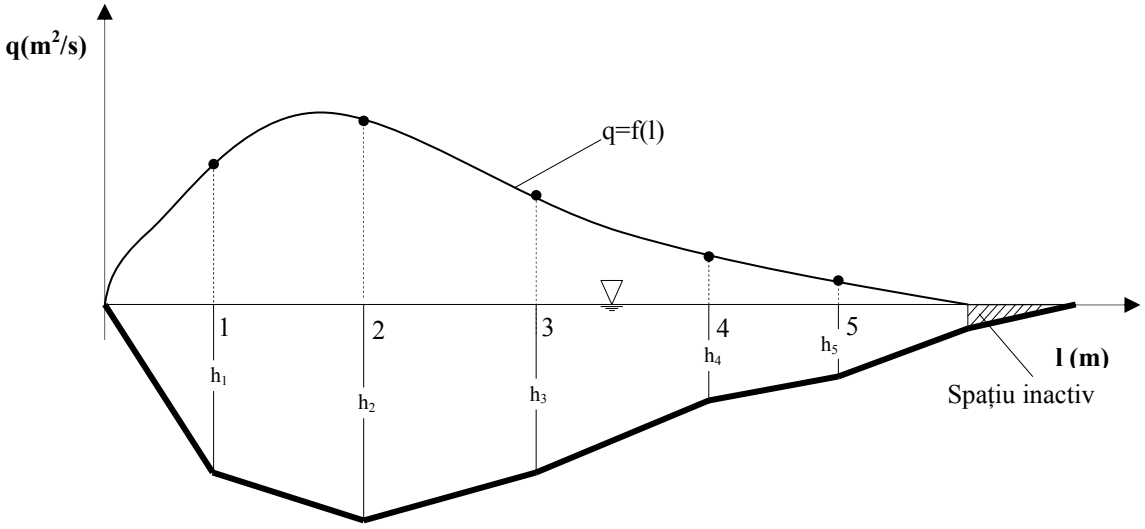
Ca scară a absciselor se poate adopta: 1:20, 1:50, 1:100, 1:200, 1:500, 1:1000, 1:2000, 1:5000 şi 1: 10000. Scara adâncimilor se ia de obicei, de 10 ori mai mare decât scara lungimilor. Sub profil trebuie indicate distanţa dintre verticale, distanţele cumulate având ca origine reperul, adâncimile sondate şi natura fundului albiei.

În cazul în care apa este acoperită total sau parţial cu gheaţă, pe desen se va indica grosimea gheţii scufundate în apă şi a năboiului de sub stratul de gheaţă. Se vor desena şi epurele vitezelor.

Se planimetrează suprafaţa secţiunii active, a secţiunii inactive de apă, a gheţii scufundate în apă şi a năboiului. Indicaţiile planimetrului multiplicate cu constanta planimetrului şi cu produsul scărilor vor da mărimea suprafeţelor respective [INMH, 1997].

Deasupra liniei apei (figura 2.40) pe prelungirile liniei verticalelor de viteză şi începând de la linia apei se trasează la scări potrivite elementele determinante pentru fiecare verticală şi anume: vitezele medii $\boldsymbol{v_m}$, debitele unitare reale $\boldsymbol{q}$ şi debitele unitare fictive $\boldsymbol{q_s}$. Prin unirea punctelor rezultate se obţine curba de variaţie a vitezei medii pe profil, a debitului unitar real şi a debitului unitar fictiv.

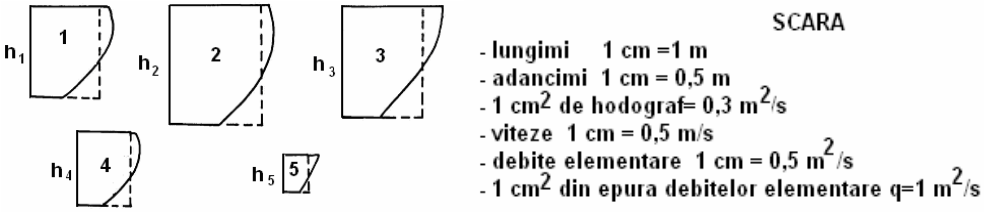
Curba vitezelor medii va folosi la verificarea trasării exacte a curbei debitelor unitare (elementare) reale în dreptul verticalelor de sondaj.



Denumirea verticalei	1	2	3	4	5
Distanţa dintre verticale (m)	d_{1-2}	d_{2-3}	d_{3-4}	d_{4-5}	
Adâncimea apei (m)	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5

Viteza medie (m/s)	v_{m1}	v_{m2}	v_{m3}	v_{m4}	v_{m5}
Debitul elementar (m^2/s)	q_1	q_2	q_3	q_4	q_5

a)



b)

Figura 2.40 Determinarea debitului apei prin metoda grafomecanică.
a) profil transversal şi curba ***q=f(l)***; b) hodografele în diferite verticale.

Verificarea se face în verticalele de sondaj în care linia patului apei prezintă discontinuități. Se măsoară distanțele de la linia apei până la curba vitezelor şi a debitului unitar real. Multiplicând aceste valori la scările respective vor rezulta valorile v_m şi q. Cu aceste valori şi folosind adâncimea verticalelor sondate, care se află înscrisă în profil se verifică relația $q = h \cdot v_m$. Dacă relația se verifică la toate verticalele utilizând aceste trei valori, avem certitudinea că s-a trasat bine curba q=f(l).

În punctele unde această relație nu se verifică se deplasează curba q, astfel încât relația să fie satisfăcătoare. Dacă există spații în care apa nu are viteză (spații inactive), de acest lucru se ține seama în trasarea curbei debitelor unitare (figura 2.41).

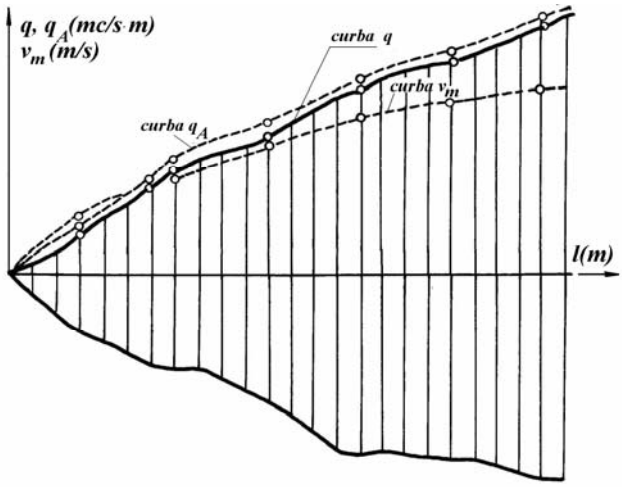


Figura 2.41 Aplicarea metodei grafomecanice la determinarea debitului de apă

După trasarea şi verificarea curbelor se planimetrează suprafaţa cuprinsă între linia apei şi fiecare din cele două curbe q şi q_s. Aceste suprafeţe multiplicate cu produsul scărilor respective, dau debitul real Q şi respectiv debitul fictiv Q_s.

Raportul dintre debitul real şi suprafaţa activă a profilului transversal dă viteza medie pe profil v_m [INMH, 1997].

d) Metoda izotahelor

Această metodă constă în trasarea în secţiunea de scurgere a curbelor izotahe (de egală viteză) cu ajutorul valorilor vitezelor punctuale şi calculul debitului total cu relaţia:

$$Q = \frac{1}{2} \cdot \sum_{i=1}^{n} f_i \cdot \left(v_i + v_{i+1} \right) \qquad (2.21)$$

unde: f_i sunt suprafeţele parţiale ale secţiunii, cuprinse între curba de viteză v_i şi v_{i+1}.

Metoda izotahelor necesită operaţii numeroase şi îndelungate şi se aplică de obicei, numai în cazurile când o dată cu cunoaşterea debitelor este necesar să se cunoască şi repartiţia vitezelor pe suprafaţa profiluluui transversal.

Metoda se aplică în cazul măsurătorilor complete. Măsurarea vitezelor trebuie făcută în cât mai multe verticale.

După determinarea vitezelor punctuale se trasează profilul transversal după metoda grafoanalitică sau grafomecanică. Direct pe profil, se desenează epurele fiecărei verticale de viteză.

Se fixează numărul curbelor izotahe care urmează să se traseze. Se extrage viteza maximă punctuală de pe profil şi în funcţie de aceasta se fixează o serie de 6...8 valori echidistante cuprinse între zero şi valoarea vitezei maxime. De exemplu, dacă v_{max}= 1,37 m/s se aleg pentru izotahe valorile: 0,20; 0,40; 0,60; 0,80; 1,00; 1,20.

Pe verticalele de viteză se fixează apoi, folosind curbele de variaţie ale vitezelor, punctele cu viteze egale cu cele stabilite pentru trasarea izotahelor. În dreptul fiecărui punct astfel stabilit se notează valoarea vitezei. Se unesc prin curbe punctele cu aceleaşi viteze de pe întregul profil (figura 2.42). Se planimetrează separat suprafeţele secţiunii transversale cuprinse între izotahe.

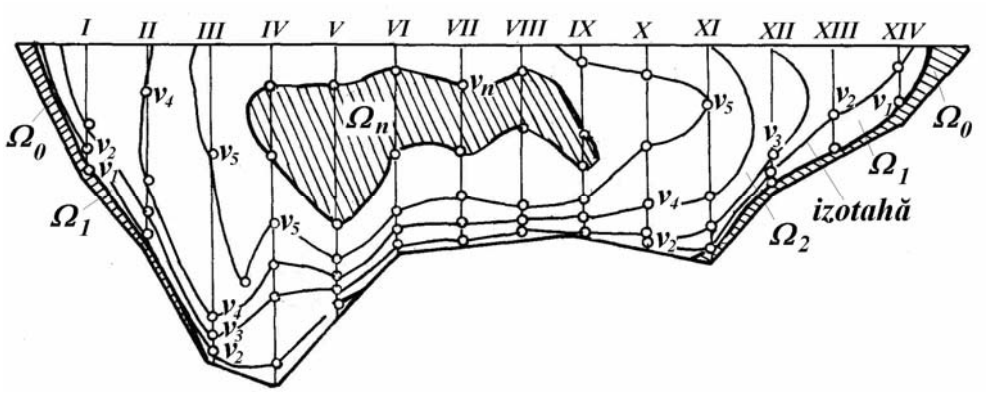


Figura 2.42 Profil transversal cu izotahe

Dacă se notează cu Ω suprafața întregului profil transversal, cu Ω_0 suprafața cuprinsă între luciul apei, izotaha cu valoarea cea mai mică şi linia profilului, cu Ω_1 suprafața cuprinsă între izotaha cea mai mică şi a doua şi linia luciului apei ş.a.m.d., iar cu ΔV diferența dintre valorile a două izotahe consecutive, debitul total va fi dat de formula:

$$Q = \Delta v \frac{\Omega + \Omega_0}{2} + \Delta v \frac{\Omega_0 + \Omega_1}{2} + \Delta v \frac{\Omega_1 + \Omega_2}{2} + ... + \Delta v \frac{\Omega_{n-1} + \Omega_n}{2} + q_n \qquad (2.22)$$

sau

$$Q = \Delta v \left(\frac{\Omega}{2} + \Omega_0 + \Omega_1 + ... + \Omega_{n-1} + \frac{\Omega_n}{2} \right) + q_n \qquad (2.23)$$

unde valoarea lui q_n reprezintă volumul cuprins între planul izotahei maxime de valoare $n\Delta v$ şi viteza maximă v_{max} şi se calculează cu relația:

$$q_n = \frac{2}{3} \Omega_n \left(v_{\max} - n\Delta v \right) \qquad (2.24)$$

f) Metoda vitezei medii pe secțiune

Această metodă constă în aplicarea formulei:

$$Q = \omega \cdot v \qquad (2.25)$$

unde: v este viteza medie pe secțiune stabilită după metodele prezentate; ω, secțiunea udată corespunzătoare nivelului de calcul.

2.6. CALCULUL DEBITULUI LICHID CU AJUTORUL FLOTORILOR

Metodele utilizate sunt analitice, grafoanalitice şi grafomecanice.

a) Metoda analitică

Se calculează suprafaţa secţiunii verticale sondate şi se determină grupurile de flotori (figura 2.43). Pe orizontală se fixează abscisele punctelor de trecere a flotorilor prin profilul principal, iar pe verticală se pune durata de trecere a fiecărui flotor.

Grupele de flotori se încercuiesc pe grafic şi se numerotează începând de la unul dintre maluri. Flotorii a căror durată a depăşit cu mai mult de 10% media celorlalţi flotori din grupă, rămân în afara încercuirii şi nu se mai iau în considerare în calculele ulterioare.

Se determină apoi abscisa şi durata medie a flotorilor din fiecare grup. Folosind valorile medii ale absciselor grupurilor de flotori, se fixează distanţele aferente grupurilor, după care se calculează suprafeţele secţiunii dintre intervale.

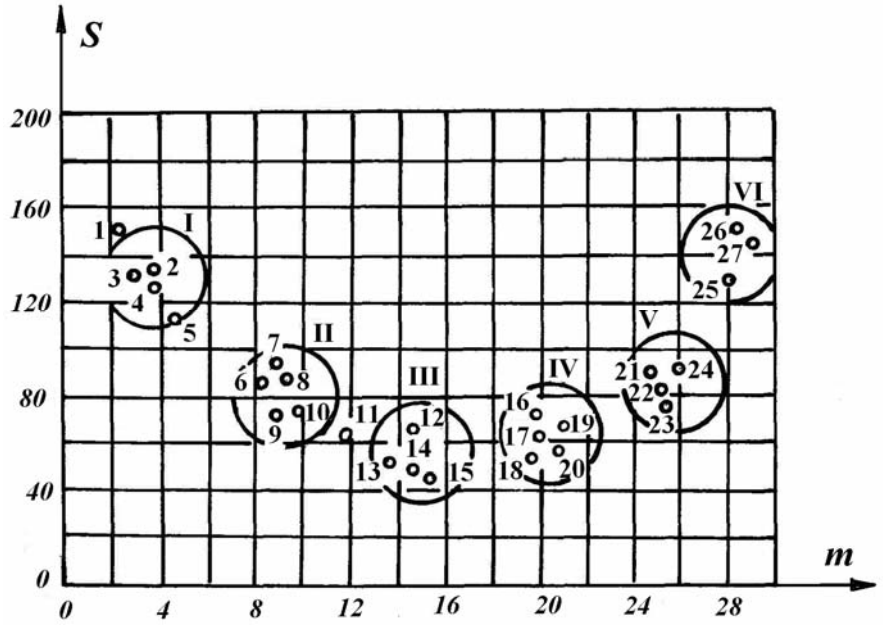


Figura 2.43 Stabilirea grupurilor de flotori

Calculul debitului se efectuează stabilind pe rând media timpilor unei grupe de flotori, viteza medie a unei grupe de flotori, suprafaţa secţiunii dintre intervale, debitul fictiv dintre intervale. Însumarea debitului fictiv

dintre intervale va da debitul total fictiv (de suprafață) $\boldsymbol{Q_s}$. Cu ajutorul coeficientului $\boldsymbol{\mu}$ se determină debitul real $\boldsymbol{Q}$.

Stabilirea coeficientului $\boldsymbol{\mu}$ se face pe baza măsurătorilor complete de debite de apă, în cazul albiei libere, la care pe lângă debitul real $\boldsymbol{Q}$ se calculează şi debitul fictiv $\boldsymbol{Q_s}$ folosind vitezele de suprafață sau cele de la $\boldsymbol{0,2h}$.

Debitul real $\boldsymbol{Q}$ se calculează cu formula:

$$Q = Q_s \cdot \mu \qquad (2.26)$$

unde: $\boldsymbol{\mu \leq 1.}$

Pentru determinarea coeficientului $\boldsymbol{\mu}$ se întocmesc graficele de corelația între $\boldsymbol{Q}$ şi $\boldsymbol{Q_s}$ şi între coeficientul $\boldsymbol{\mu}$ şi debitul de suprafață sau între coeficientul $\boldsymbol{\mu}$ şi nivelul apei $\boldsymbol{H}$ (figura 2.44). Corelațiile se pot extrapola.

În cazul în care nu s-a putut măsura viteza apei decât la suprafață, se calculează $\boldsymbol{Q_s}$ (folosind un profil transversal ridicat anterior, dacă nu s-a putut efectua sondajul la măsurătoarea de suprafață).

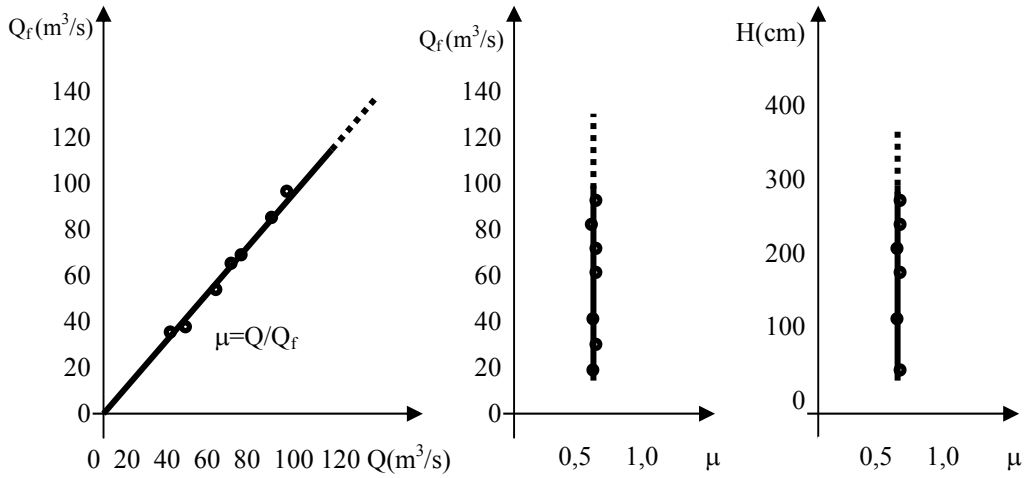
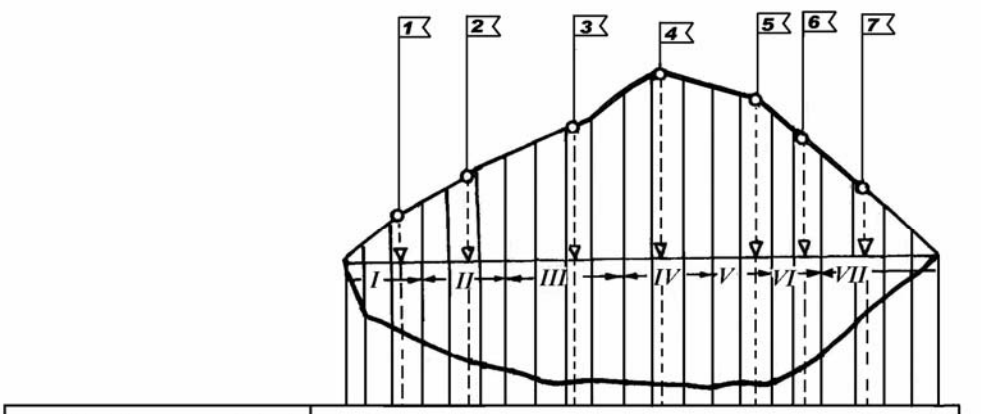


Figura 2.44 Stabilirea coeficientului de corecție $\boldsymbol{\mu}$

b) Metoda grafoanalitică

La o scară potrivită se desenează profilul transversal din secțiunea principală (figura 2.45).



adâncimea apei (m)		
distanța de la reper (m)	*până la verticalele sondate*	
	până la centrul de greutate al grupului de flotori	
viteza de suprafață (m/s)	*pentru grupurile de flotori*	
	în dreptul verticalelor sondate	

Figura 2.45 Calculul debitului măsurat cu flotori prin metoda grafoanalitică

Sub profilul transversal se întocmeşte un tabel unde se înscriu: adâncimea apei (la fiecare verticală de sondaj), abscisa verticalei sondate, abscisa grupului de flotori determinată cu ajutorul graficului din figura 2.43, viteza medie de suprafață a grupurilor de flotori şi viteza medie de suprafață în dreptul fiecărei verticale sondate.

Cu valorile vitezelor superficiale medii ale grupurilor de flotori se desenează la o scară potrivită segmente verticale proporționale, aşezate deasupra liniei apei, în dreptul absciselor determinate. Extremitățile superioare ale segmentelor de viteză se unesc rezultând curba de variație a vitezelor superficiale (figura 2.45).

Folosind această curbă se măsoară vitezele superficiale din dreptul fiecărei verticale de sondaj, iar valorile lor se trec în tabel.

Calcularea debitelor de suprafață se efectuează ca produse între suprafețele parțiale dintre verticalele de sondaj şi vitezele superficiale medii aferente suprafețelor parțiale.

Suprafețele dintre verticalele sondate se calculează după regula triunghiurilor sau trapezelor: $\Omega_i=0,5(h_{i-1}+h_i)b$ unde h_{i-1} şi h_i sunt adâncimile care limitează suprafața parțială, iar b este lățimea ei. Viteza medie între verticalele sondate care mărginesc suprafața parțială respectivă v_m se determină ca media lor aritmetică. Pentru suprafețele parțiale de capăt se

aplică formula $v_m=2/3v$ în care v este viteza primei sau ultimei verticale sondate. Produsele $q_i=\Omega_i \cdot v_{mi}$ se numesc debite parțiale fictive. Suma lor dă debitul total fictiv de suprafață Q_s. Cu ajutorul coeficientului μ se trece apoi la debitul real Q [INMH, 1997].

c) Metoda grafomecanică

Se procedează ca şi la metoda grafoanalitică, numai că pe epură, pe lângă curba vitezelor superficiale se trasează şi curba debitelor unitare superficiale.

Determinarea debitului fictiv de suprafață se face prin planimetrarea suprafeței cuprinsă între linia apei şi curba debitelor unitare superficiale.

2.7. SISTEM „SONICFLOW" DE MĂSURARE A DEBITELOR UTILIZÂND TIMPUL DIFERENȚIAL DE TRANSMITERE A UNDELOR ULTRASUNETE

Sistemul „Sonicflow" este un sistem de măsurare a vitezei apei de suprafață. Principiul de măsurare se bazează pe măsurarea timpului între emisia şi recepția unei unde ultrasunete. O undă este emisă în sens invers direcției de curgere a apei spre un receptor. Se repetă operațiunea în sens invers adică în aceeaşi direcție de curgere a apei (figura 2.46). Timpul de parcurgere a semnalului pe direcție inversă scurgerii este mai lung decât timpul parcurs pe direcția principală de curgere. Diferența de timp este direct proporțională cu viteza apei.

Acest sistem se poate utiliza pentru:

- zone de activitate mareică, guri de vărsare a râurilor (schimbări de direcție a curgerii etc.);
- monitorizarea cu exactitate a scurgerii (canale industriale) din centrale hidroelectrice etc.;
- monitorizarea şi măsurarea cu exactitate a scurgerii pe canalele de irigații.

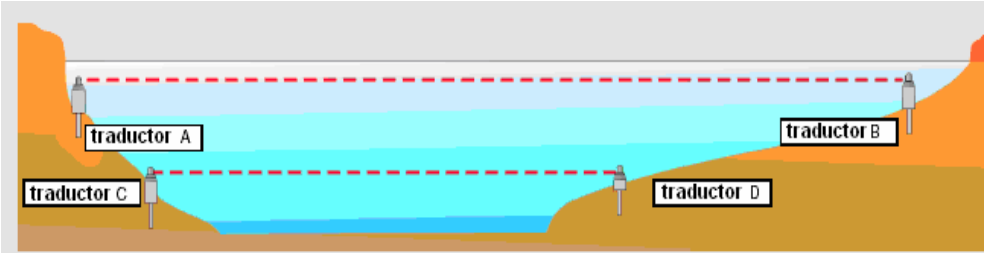


Figura 2.46 Modul de dispunere a traductorilor

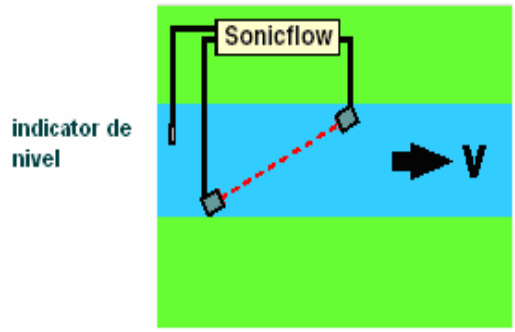


Figura 2.47

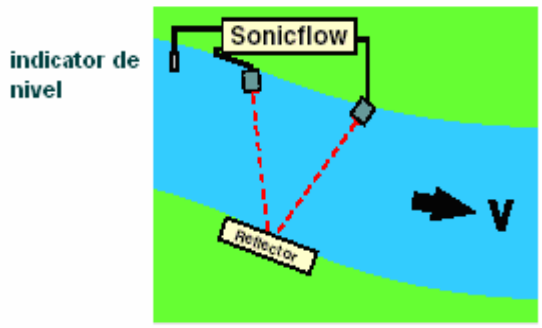


Figura 2.48

Dispunerea cea mai simplă a traductoarelor corespunde cazului în care unghiul de curgere este constant sau bidirecțional (de ex. în zonele cu maree). Adâncimea apei în zona de efectuare a măsurătorilor poate varia între 5...150 metri (figura 2.47).

În cazul curgerii în condiții mai speciale şi adâncimi medii ale apei de 5...20 m este de preferat o instalație cu două traductoare şi un reflector (figura 2.48) [OTT, 2004].

2.8.STAȚIE AUTOMATĂ DE COLECTARE A DATELOR HIDROLOGICE

Stația este compusă din: senzori, interfață de stocare date, echipament de comunicare şi echipament de alimentare cu energie. Aceste componente sunt montate într-o carcasă ce asigură protecția în cazul în care se produc inundații. Stația automată se montează pe un suport solid în fundație dar poate fi instalată şi pe structura unui pod sau pe un mal consolidat al râului (zid de sprijin, cheu de acostare etc.). La partea superioară se pot dispune unul sau două panouri solare şi dispozitive de transmitere a datelor colectate (GSM, radio sau satelitare) [Ştefanache D., Giurma C.R., 2004].

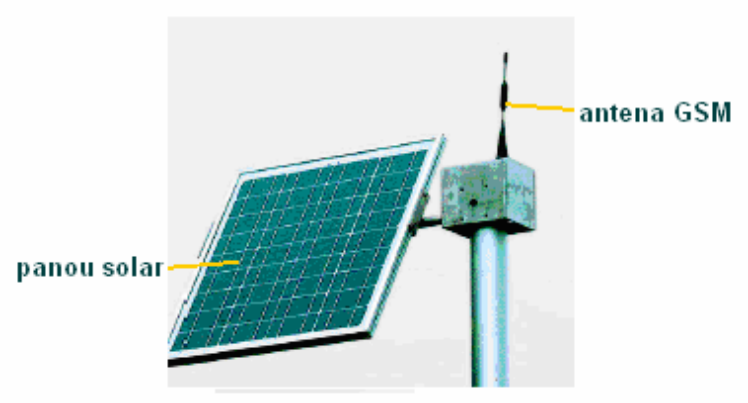


Figura 2.49 Sistem de panouri solare şi de transmitere a datelor

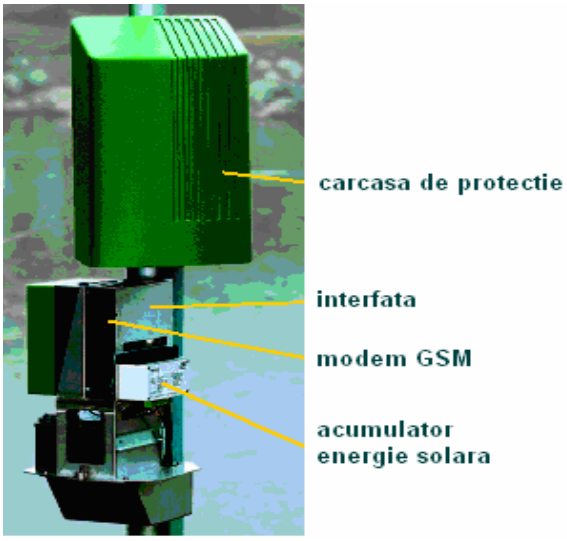


Figura 2.50 Schema de ansamblu a staţiei automate

Echipamentul cu care poate fi dotată staţia este fi compus din:

- echipamente de înregistrare a datelor;
- echipamente pentru măsurarea nivelului apei (senzori ce acţionează pe principiul radarului, senzor cu bulă etc.);
- echipamente pentru măsurarea parametrilor de calitatea apei (pH, conductivitate, temperatura, reziduu fix, oxigen dizolvat, turbiditate etc.);
- echipamente pentru transmiterea datelor (modem GSM, echipament radio, echipament de comunicare prin satelit etc.);
- echipamente pentru măsurarea debitului lichid (senzori cu sistem ultrasunet, senzor pe sistemul radar etc.);

- echipamente pentru măsurarea parametrilor meteorologici (viteza şi direcţia vântului, temperatura aerului, umiditatea aerului, presiunea atmosferică, radiaţia solară globală) [INMH, 2002].

2.9. REGIMUL DEBITELOR RÂURILOR

Scurgerea totală a râurilor este formată din apele care ajung în râuri atât pe cale subterană (această parte se numeşte scurgerea subterană a râurilor), cât şi pe cale superficială (parte numită scurgerea de suprafaţă a râurilor). Scurgerea apei se exprimă cel mai frecvent prin debitul apei care se notează cu $\boldsymbol{Q}$ şi pentru care se folosesc unităţile de măsură: [m^3/s] şi uneori [l/s] şi [km^3/an].

Variaţia debitului lichid $\boldsymbol{Q}$ al unui râu, în timpul unui an este dată de graficele de tipul $\boldsymbol{Q}(\boldsymbol{T})$ numite hidrografe ale debitelor sau hidrograme (figura 2.51).

În orice moment pentru debitul unui râu se poate scrie relaţia:

$$Q = Q_{sub} + Q_{sup} = Q_{sub} + Q_p + Q_z \qquad (2.27)$$

unde: $\boldsymbol{Q_{sub}}$ este debitul provenit din subteran; $\boldsymbol{Q_{sup}}$, debitul provenit din scurgerea directă de pe suprafaţa bazinului hidrografic; $\boldsymbol{Q_p}$, debitul provenit din ploi; $\boldsymbol{Q_z}$, debitul provenit din topiri de zăpezi.

Delimitarea scurgerilor de alimentare a râurilor se poate face pe grafice $\boldsymbol{Q}(\boldsymbol{T})$.

Când lipsesc precipitaţiile, graficele $\boldsymbol{Q}(\boldsymbol{T})$ reprezintă în întregime alimentarea subterană ($\boldsymbol{Q_{sup}=0}$; $\boldsymbol{Q = Q_{sub}}$). În perioade de ape mari (în timpul viiturilor) separarea surselor de alimentare subterană se face printr-o serie de procedee, fiecare fiind potrivită pentru anumite situaţii tipice. În general, în perioadele de ape mari alimentarea subterană a râurilor scade sau încetează. Spre deosebire de alimentarea de suprafaţă, alimentarea subterană a râurilor este mult mai puţin variabilă.

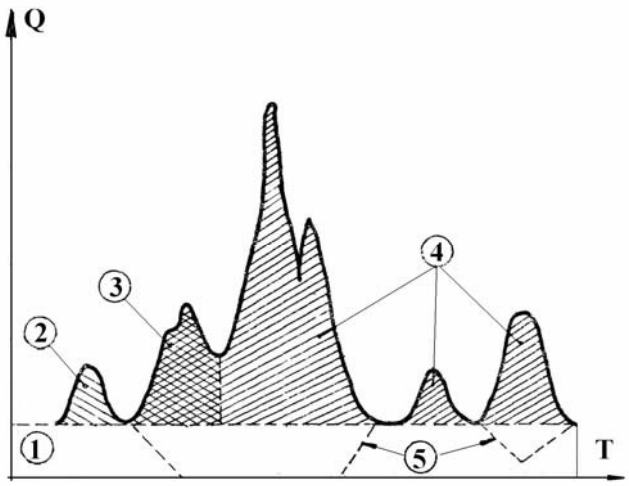


Figura 2.51 Sursele de alimentare ale unui râu pe graficul de variație a debitelor râului în timpul unui an. 1-alimentare subterană; 2–alimentare de suprafață din zăpezi; 3-alimentare de suprafață din zăpezi şi ploi; 4–alimentare de suprafață din ploi; 5–variante de delimitare a alimentării subterane în timpul viiturilor la râuri cu bazine în câmpie

Râurile sunt sisteme hidraulice cu nivel liber, care în condițiile unor albii stabile şi a unor pante generale relativ constante pe anumite sectoare, înregistrează la variații ale nivelurilor, variații de debite în acelaşi sens.

Ținând seama de aceste aspecte se precizează faptul că se folosesc aceleaşi procedee ca la niveluri şi la reprezentările grafice ale debitelor.

Deoarece, măsurarea debitelor într-o secțiune dată a unui curs de apă este mult mai dificilă decât măsurarea nivelurilor, de multe ori în practică se construieşte hidrograful debitelor folosind hidrograful nivelurilor, cheia debitelor (se admite că aceasta este o curbă univocă) şi o dreaptă ajutătoare înclinată la 45^o (figura 2.52).

Cu ajutorul hidrografului debitelor se poate întocmi curba de durată şi graficul de frecvență după metodele folosite la niveluri.

Trebuie menționat faptul că râurile sunt definite ca produse ale climei (apele lor subterane sau de suprafață, au aceeaşi sursă şi anume apele meteorice) în condiții specifice ale reliefului, geologiei, solurilor, vegetației şi activității umane.

Deoarece, regimul debitelor este influențat în primul rând de elementele climatice, el prezintă o periodicitate clară pe durata unui an, cu valori ridicate primăvara şi uneori toamna şi cu valori reduse vara şi iarna.

Variația debitelor unui curs de apă este analizată pe durata unui an hidrologic (care ține seama de faptul că scurgerea ce rezultă din zăpezile căzute iarna şi care se topesc primăvara, este luată în calcul în aceeaşi perioadă hidrologică) şi nu pe durata unui an calendaristic [Drobot R., Giurma I., 1990].

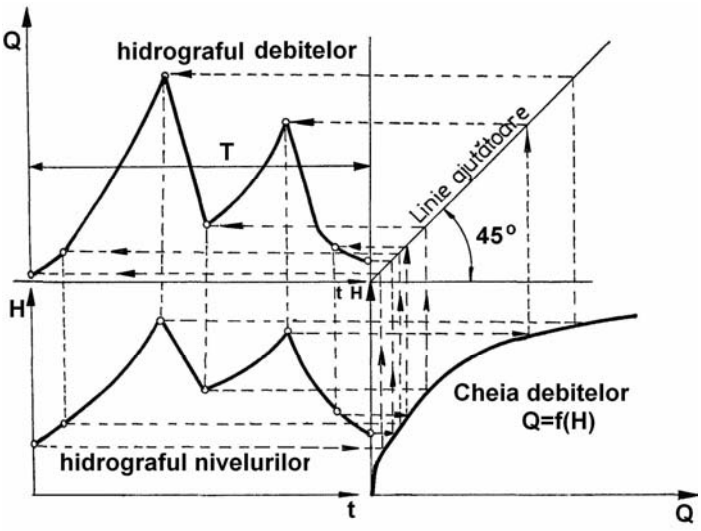


Figura 2.52 Construcția hidrografului debitelor

Anotimpurile anului hidrologic sunt marcate de următoarele evenimente:
- începutul toamnei, de înregistrarea unor debite crescătoare imediat după debitul minim de vară;
- începutul iernii, de apariția gheții pe râuri;
- începutul primăverii, de dezghețul râurilor şi topirea zăpezilor;
- începutul verii, de sfârşitul viiturilor de primăvară provocate de topirea zăpezilor şi de ploile de primăvară.

Pentru condițiile țării noastre anul hidrologic începe în perioada 1 octombrie – 1 decembrie, iar anotimpurile au următoarele durate:
- toamna: octombrie-decembrie;
- iarna: ianuarie martie;
- primăvara: aprilie – iunie;
- vara: iulie-septembrie.

În partea de vest a țării, datorită influenței climatului oceanic, anotimpurile anului hidrologic încep mai devreme cu circa o lună față de cele prezentate.

Caracterizarea variației scurgerii unui râu în timpul unui an hidrologic se face cu ajutorul hidrografului mediu al perioadei în care există măsurători de debite. Acest hidrograf mediu se obține prin două metode: metoda anului normal şi metoda curbei de regim tip.

Metoda anului normal, este o metodă expeditivă şi constă în următoarele:
- se calculează debitele medii anuale, pentru toți anii din şirul statistic;
- se face media aritmetică a acestora, rezultând debitul mediu multianual;

- se alege din şir, anul numit an normal în care debitul mediu anual este egal cu debitul mediu multianual;
- se consideră drept hidrograf mediu, hidrograful anului respectiv trasat operativ cu ajutorul debitelor medii lunare.

Metoda curbei de regim tip, este o metodă laborioasă şi constă în următoarele:
- folosind debitele zilnice ale tuturor anilor din şirul statistic, se calculează debitele medii zilnice pentru toate zilele anului;
- cunoscând aceste valori se trasează hidrograful mediu.

Caracteristica generală a scurgerii râurilor din ţara noastră, în timpul unui an, arată că cel mai mare volum de apă (≈ 50%) se scurge în timpul viiturilor de primăvară. În afară de această caracteristică trebuie menţionat faptul că în timpul anului, scurgerea râurilor prezintă diferenţieri de la o zonă la alta, în funcţie de particularităţile climatului local. Pentru râurile care străbat toate zonele de relief (munte, deal, câmpie) scurgerea are variaţii mult mai mici în timpul anului.

Pentru analiza regimului debitelor râurilor, trebuie cunoscute debitele caracteristice care rezultă în urma prelucrării datelor înregistrate. Aceste debite caracteristice sunt cele corespunzătoare nivelurilor caracteristice şi anume: debitele maxime, minime şi medii anuale şi multianuale. Debitul mediu multianual este denumit debit modul sau modul. În afara acestor debite caracteristice se întâlnesc debite speciale care sunt dictate de existenţa podurilor de gheaţă, de scurgerea gheţurilor, de formarea de năboi etc.

Cel mai mare debit înregistrat de-a lungul anilor într-o secţiune a unui râu, transmis de la o generaţie la alta poartă numele de *debit maxim istoric*.

2.9.1. EXPRIMAREA SCURGERII

Dacă se întâlnesc în practică două râuri cu bazine hidrografice de suprafeţe egale se apreciază că râul cu o scurgere de apă mai bogată este acela care are debitul mai mare. De multe ori, exprimarea scurgerii numai prin debite nu este suficientă. De exemplu, când două râuri nu au bazine hidrografice de suprafeţe egale, compararea lor din punct de vedere al bogăţiei scurgerii de apă trebuie să ţină seama de rapoartele dintre debitele şi suprafeţele de pe care acestea se scurg, rapoarte ce arată cât de bogată este scurgerea de apă, de pe fiecare unitate de suprafaţă de bazin hidrografic şi se numesc debite specifice. Debitul specific reprezintă deci, cantitatea de apă care se scurge de pe o unitate de suprafaţă într-o unitate de timp, se notează cu $\boldsymbol{q}$, se exprimă în [l/s · km^2] şi este dat de relaţia:

$$q = 1000 \cdot \frac{Q}{F} \qquad [l/s \cdot km^2] \qquad (2.28)$$

ude: Q este debitul lichid (m^3/s); F, suprafața bazinului de recepție aferentă secțiunii de calcul (km^2); 1000, coeficient de transformare al dimensiunilor.

Debitul specific astfel obținut reprezintă o valoare medie pentru suprafața întregului bazin hidrografic.

Practic q se poate calcula şi pentru suprafețe parțiale (de ex., suprafețele bazinelor afluenților) şi în acest caz valorile lui q la un moment dat sau pe o aceeaşi perioadă pot diferi sensibil între ele.

Asemănător debitelor, dacă comparăm volumele de apă scurse în aceeaşi perioadă, pe două râuri, compararea nu este concludentă din punct de vedere al bogăției scurgerii şi drept urmare trebuie să se țină seama şi de mărimea suprafețelor de pe care se scurg apele.

Volumul de apă scurs printr-o secțiune a unui curs de apă într-o perioadă dată, raportat la suprafața de bazin aferentă secțiunii de calcul, reprezintă înălțimea stratului de apă uniform repartizat pe bazin, strat ce s-ar fi scurs în perioada considerată.

Înălțimea stratului scurs se notează cu h se exprimă în [mm] şi se obține cu relația:

$$h = \frac{V}{1000 \cdot F} \qquad [mm] \qquad (2.29)$$

unde: V este volumul scurgerii [m^3]; F, suprafața bazinului [km^2]; 1000, coeficient de transformare al dimensiunilor.

Înălțimea stratului scurs, când este calculată pe întreaga suprafață a bazinului reprezintă o valoare medie, iar când este calculată pe suprafețe parțiale poate avea valori diferite.

Din cele prezentate rezultă că exprimarea scurgerii se poate face prin următoarele mărimi dimensionale: debit, volum, debit specific şi înălțimea stratului scurgerii.

De multe ori este util ca exprimarea scurgerii să se facă şi prin mărimi adimensionale cum sunt: coeficientul modul şi coeficientul de scurgere.

Coeficientul modul este raportul dintre valoarea scurgerii la un moment dat şi valoarea medie a scurgerii pe o perioadă de referință, se notează cu k şi serveşte la exprimarea scurgerii sub formă relativă.

$$k = \frac{Q_i}{Q_0}; \qquad k = \frac{q_i}{q_0}; \qquad k = \frac{V_i}{V_0}; \qquad k = \frac{h_i}{h_0} \qquad (2.30)$$

Ca valoare medie de referință pentru calculul lui k, se ia de regulă, valoarea medie multianuală a scurgerii.

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i}{n}; \qquad q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} q_i}{n}; \qquad V_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} V_i}{n}; \qquad h_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{n} \tag{2.31}$$

Se acceptă k=1 pentru coeficientul modul al scurgerii medii pe perioada multianuală. Când $k > 1$ avem ape mari, când $k < 1$ avem ape mici, iar pentru k=0 avem râuri ce seacă. Coeficienții modul pot fi reprezentați sub forma unor grafice cronologice $k(T)$.

Coeficientul de scurgere reprezintă raportul dintre volumul de apă al scurgerii în profilul de control al bazinului hidrografic şi volumul de apă dat de precipitația generatoare. Se notează de obicei cu C sau η şi se calculează ca raport între înălțimea stratului scurgerii şi înălțimea stratului mediu al precipitației generatoare:

$$C = \frac{h_Q}{h_P} < 1{,}0 \tag{2.32}$$

Coeficientul de scurgere poate fi: coeficient de scurgere de viitură, coeficient de scurgere anuală şi coeficient de scurgere mediu multianual, după cum sunt luate în considerare la calculul lui, precipitațiile şi scurgerile respective din timpul viiturilor, cumulate pe durata unui an sau ca medie a mai multor ani.

Pentru aceeaşi suprafață C variază în timpul precipitației din cauza schimbării capacității de infiltrație a apei în sol şi a evapotranspirației.

Rezultă că pentru fiecare pas de timp Δt al precipitației şi valoarea corespunzătoare a acesteia, există câte un coeficient de scurgere parțial. Coeficientul de scurgere mediu în timp se aproximează cu cel obținut cu relația cunoscută, unde h_P este precipitația integrală.

În cadrul unui bazin hidrografic, coeficientul de scurgere variază în limite foarte largi (0,2…0,8). Pentru a se stabili o valoare medie pe bazin se calculează mai întâi coeficienții de scurgere parțiali (pe suprafețe omogene de bazin) şi apoi se face o medie ponderată a acestora.

Pentru coeficientul de scurgere de viitură, este propusă de Lindsley o variantă care foloseşte indicatorul ϕ. În acest sens se face ipoteza că în timpul precipitației care generează scurgerea, suma intercepției, a retențiilor în micile depresiuni şi a infiltrației, rămâne constantă şi se notează cu ϕ.

Folosind hidrograful scurgerilor se determină volumul scurgerilor, care se transpune prin încercări pe hietograma pe care o segmentează cu o orizontală şi rezultă valoarea indicatorului ϕ (figura 2.53). Indicatorul ϕ

prezintă avantajul față de coeficientul de scurgere, că scoate în evidență mai bine scurgerea directă şi pe cea intermediară, dar prezintă dezavantajul că pentru precizarea lui este nevoie de mai multe date [Musy A., 1998].

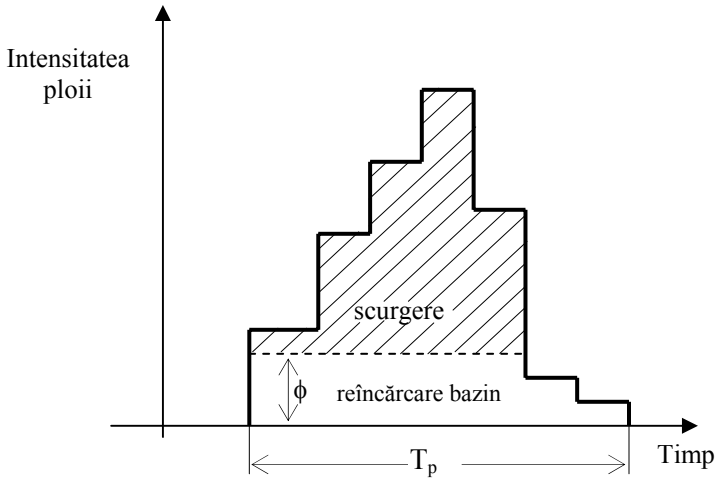


Figura 2.53 Determinarea indicatorului de scurgere ϕ

2.9.2. CURBA INTEGRALĂ A DEBITELOR

Pentru studiul regularizării debitelor prin acumulări, precum şi pentru stabilirea debitelor afluente în orice moment, în secțiunea de calcul a unui râu, se utilizează curba integrală a debitelor.

Această curbă reprezintă creşterea în raport cu timpul a volumelor de apă afluente care trec printr-un profil al unui curs de apă, volume obținute prin însumarea în timp a debitelor hidrografului.

Curba integrală a debitelor se poate exprima analitic prin relația:

$$V_t = \int_0^t Q \ dt \tag{2.33}$$

unde: $\boldsymbol{V_t}$ este volumul afluent care a trecut prin profilul studiat din momentul considerat până la timpul $\boldsymbol{t}$.

Volumul total scurs până la sfârşitul duratei $\boldsymbol{T}$ (durata hidrografului debitelor) se obține în mod analog şi anume:

$$V_T = \int_0^T Q \ dt = Q_{med} T \tag{2.34}$$

unde: $\boldsymbol{Q_{med}}$ este debitul afluent mediu pe durata $\boldsymbol{T}$.

Calculul volumului afluent se poate efectua şi prin metoda aproximativă de totalizare, împărţind perioada de timp T în intervale egale Δt, pentru fiecare interval stabilindu-se debitul mediu afluent (Q^i_{med}) şi înlocuind integrala prin suma volumelor parţiale (ecuaţia integrală transcrisă în diferenţe finite cu pasul Δt).

Putem scrie deci:

$$V_T = \sum_{i=1}^{n} Q^i_{med} \Delta t = \sum_{i=1}^{n} \Delta V_i \qquad (2.35)$$

unde: Q^i_{med} sunt debitele afluente medii corespunzătoare intervalelor i; Δt, durata unui interval; n, numărul total de intervale în care a fost împărţită durata T; ΔV_i, volumele parţiale corespunzătoare intervalelor i.

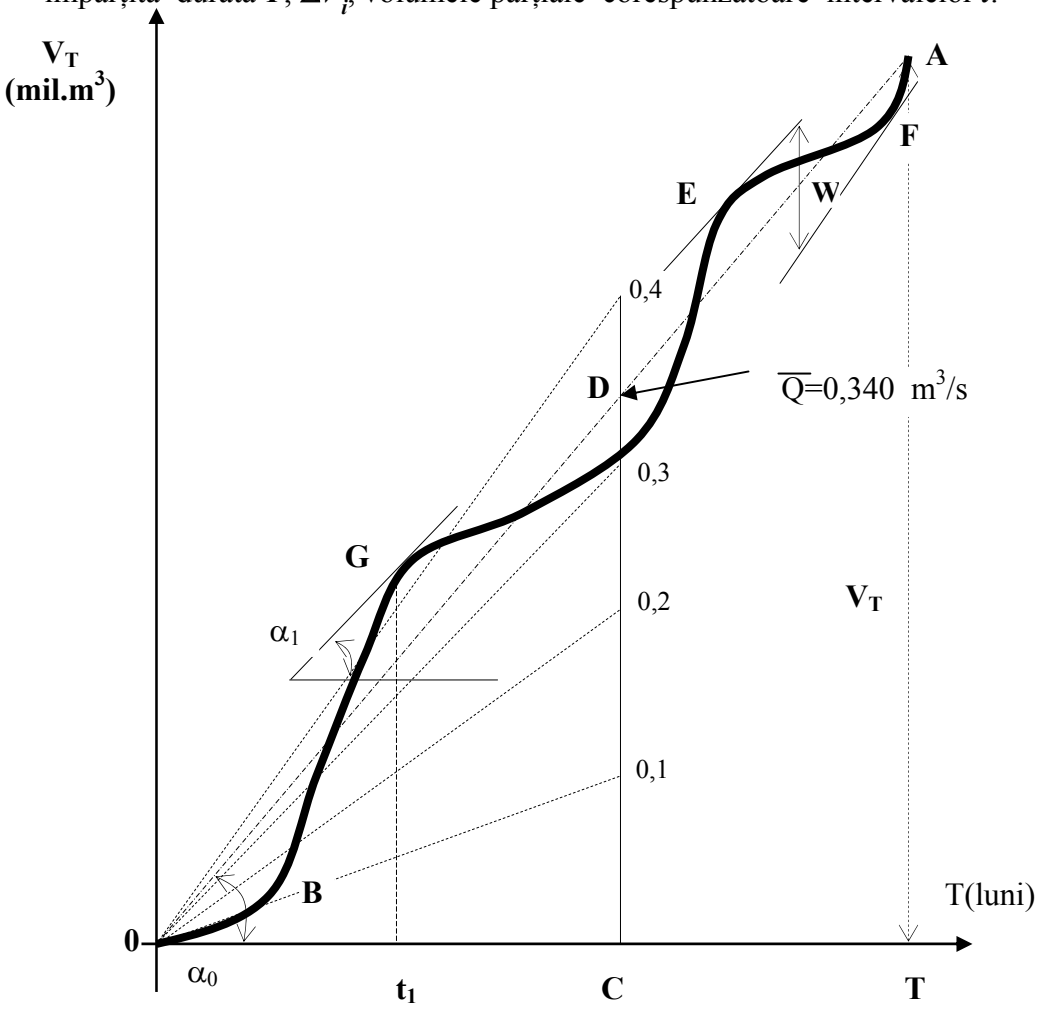


Figura 2.54 Curba integrală a debitelor afluente în sistemul de corodonate rectangular

Intervalul Δt are o durată aleasă în funcţie de gradul de exactitate dorit, precum şi de perioada de timp în care se modifică debitul cursului de apă. În cazul debitelor aproximativ constante, pentru perioade lungi Δt poate fi mai mare. Intervalul Δt se poate admite de 1...10 zile.

Curba integrală ***OBEFA*** a debitelor afluente ale unui râu pe timp de un an, trasată în sistemul de coordonate rectangular, este redată în figura 2.54.

Ordonata punctului final ***A*** al curbei integrale reprezintă volumul total anual, V_T (m^3). Prin împărţirea acestui volum la numărul de secunde dintr-un an, rezultă debitul mediu anual:

$$Q_{med} = \frac{V_T}{T} \tag{2.36}$$

Dacă unim originea coordonatelor cu punctul ***A***, rezultă dreapta ***OA*** care face un unghi α_0 cu abscisa.

Se observă că:

$$m \ tg\alpha_0 = \frac{V_T}{T} = Q_{med} \tag{2.37}$$

unde: ***m*** este un coeficient de transformare al dimensiunilor care ţine seama de scara aleasă pentru V_T şi ***T***.

Pentru un moment oarecare t_1, mărimea debitului se poate exprima prin:

$$\frac{dV}{dt} = m \operatorname{tg} \alpha_1 \tag{2.38}$$

unde: α_1 este unghiul de înclinare faţă de orizontală al tangentei geometrice duse în punctul ***G*** de pe curba integrală, corespunzător duratei t_1.

Pentru stabilirea debitelor afluente în orice moment cu ajutorul curbei integrale se foloseşte scara radială a debitelor care se întocmeşte astfel:

- se trasează o verticală printr-un punct oarecare ***C*** situat pe abscisă (este indicat să fie cât mai departe de origine pentru claritatea reprezentării);
- această verticală intersectează dreapta ***OA*** în punctul ***D*** şi rezultă segmentul ***CD***;
- în funcţie de mărimea lui Q_{med} se împarte verticala în intervale egale prin intermediul unor puncte care unite cu originea dau curbele integrale ale debitelor medii de valori rotunjite, rezultând astfel scara radială [Vladimirescu, 1984].

Pentru stabilirea debitului afluent Q_1 într-un moment oarecare t_1, se trasează tangenta geometrică în punctul **G** al curbei integrale corespunzător abscisei t_1 şi se duce o dreaptă paralelă la această tangentă prin originea sistemului de coordonate, obținând la intersecția ei pe scara radială mărimea debitului afluent căutat.

Curba integrală a debitelor afluente poate fi folosită şi în calculul regularizării debitului prin acumulări.

Pentru a avea un debit defluent Q_{med} constant în tot timpul anului, curba integrală a debitului defluent va fi chiar dreapta ***OA***, pentru că în orice moment vom avea:

$$Q_{med} = m \cdot tg\ \alpha_0 \qquad (2.39)$$

Diferența ordonatelor dintre curba integrală a debitului afluent şi curba integrală a debitului defluent va reprezenta într-un moment dat volumul apei reținute în lacul de acumulare dacă diferența este pozitivă.

Dacă diferența este zero, deci afluența este egală cu defluența, înseamnă că în lac nu vor avea loc variații de nivel. Când diferența este negativă, deci afluența este mai mică decât defluența, atunci pentru satisfacerea defluenței trebuie să se golească lacul sub nivelul inițial, din rezerva acumulată până la începutul anului.

Diferențele ordonatelor din cele două curbe integrale, permit stabilirea în orice moment a volumului apei din lacul de acumulare şi în cazul existenței în acesta a unui volum inițial, facând apel la curba caracteristică a acumulării $W=f(H)$ (variația volumului acumulării în funcție de înălțime), se poate întocmi şi graficul de variație al nivelului apei din lac, în decursul perioadei de calcul (Giurma I., 1997).

Daca trasăm o tangentă în partea superioară (prin punctul ***E***) şi alta în partea inferioară (prin punctul ***F***) la curba integrală a afluenței, tangentele paralele cu dreapta ***OA*** (curba integrală a defluenței), diferența de ordonate între aceste paralele reprezintă tocmai volumul de apă din lac (***W***) necesar pentru a avea un debit defluent constant, egal cu Q_{med}.

Folosirea curbei integrale a debitelor afluente în sistemul obişnuit de coordonate rectangulare, este indicată numai pentru studiul acumulărilor cu regularizare anuală.

În cazul regularizărilor multianuale, sistemul de axe rectangular nu mai este comod şi ca urmare se face apel la sistemul de coordonate cu axe oblice, care permite trasarea curbei integrale la scara mare pentru volume şi pentru un număr mare de ani.

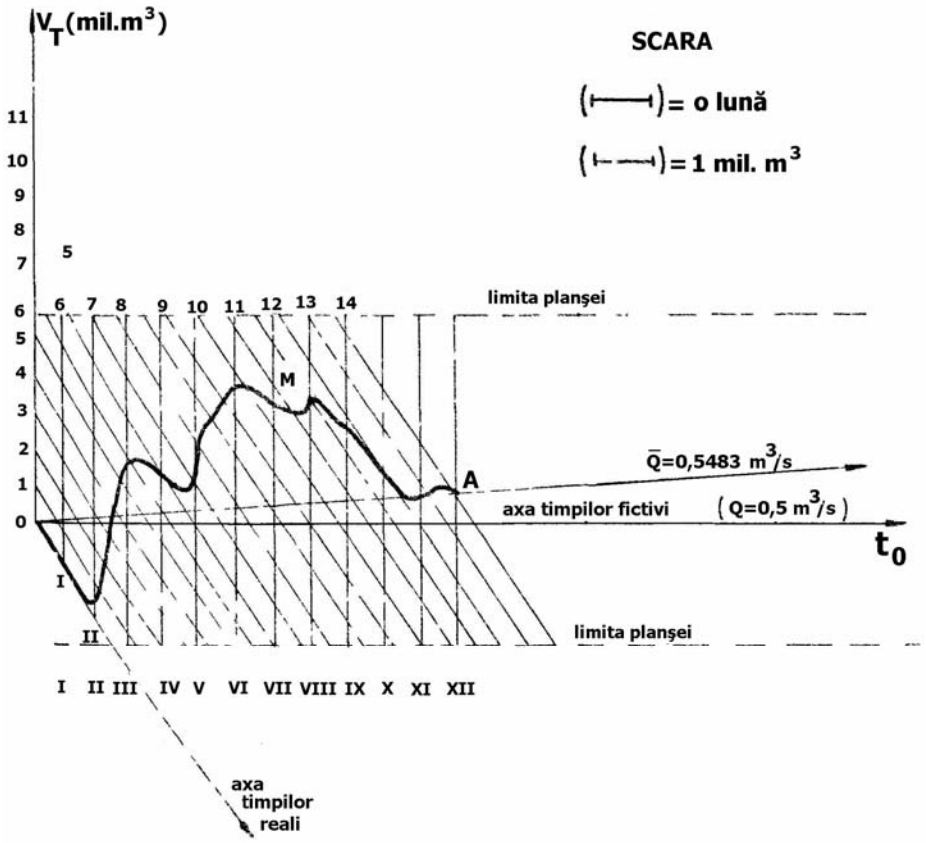


Figura 2.55 Curba integrală a debitelor afluente în sistemul de coordonate oblic

Pentru întocmirea aceleiaşi curbe integrale din figura 2.54 în sistemul de coordonate oblice, se procedează astfel (figura 2.55):

- se roteşte axa absciselor (axa timpului) în jurul punctului O în sensul acelor de ceasornic, până când dreapta OA devine orizontală, păstrând axa volumelor verticală şi unghiul α_0 constant. Rezultă astfel axa timpilor fictivi Ot_0 care pentru o valoarea rotunjită a debitului Q_{med} coincide cu noua poziţie a dreptei OA.
- daca Q_{med} nu are valoare rotunjită, se roteşte de puţin dreapta OA mai sus sau mai jos de orizontală, până când axa Ot_0 care corespunde unui debit de valoare rotunjită devine orizontală (cazul din figura 2.55);
- în sistemul de coordonate oblic, coordonatele unui punct oarecare M se determină astfel: abscisa pe paralela la axa volumelor, iar ordonata pe paralela la axa timpilor reali, în punctul de intersecţie M.

Justificarea acestui sistem de coordonate oblic constă în faptul ca prin trasarea curbei integrale a afluenţei se urmăresc numai abaterile acestei curbe de la linia debitului mediu, abateri care pot fi cuprinse în planşă în toata lungimea lor.

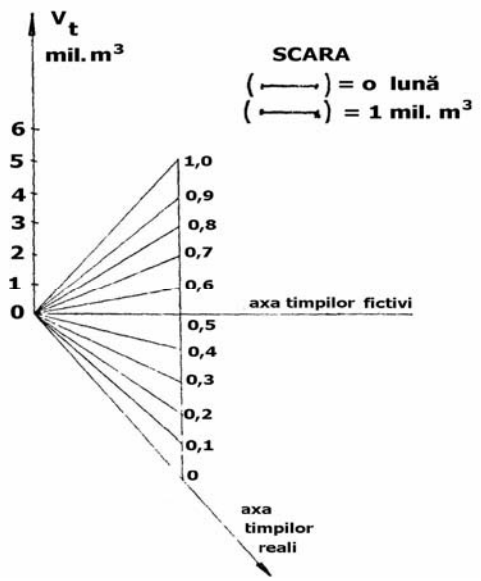


Figura 2.56 Scara radială a debitelor în sistemul de coordonate oblic

Scara radială a debitelor în sistemul de coordonate oblic se întocmeşte după aceleaşi principii ca la sistemul rectangular. Se consideră axa timpilor reali ca axa debitelor nule, iar axa timpilor fictivi ca linia debitului de o valoare constantă rotunjită, cunoscută. Pentru comoditatea citirii această scară poate fi construită şi în afara figurii cu curba integrală, cum s-a procedat în cazul acesta (figura 2.56).

Construirea şi utilizarea curbei integrale a debitelor afluente în sistem de coordonate oblic se poate aplica şi la studiul regularizării anuale a debitelor.

2.10. RELAȚIA DEBIT NIVEL (Q=f(H))

Într-o secțiune de scurgere a unui curs de apă, în mod obişnuit există o legătură directă între niveluri şi debite (odată cu creşterea nivelurilor, cresc şi debitele şi invers), denumită în hidrologie: curba debitelor sau cheia limnimetrică.

A. DETERMINAREA CURBEI DEBITELOR

Pentru stabilirea acestei curbe este necesar să se facă o serie de măsurători de debite la diferite niveluri în acelaşi profil transversal al unui râu. Având un număr suficient de perechi de măsurători, curba debitelor se poate stabili pe cale grafică sau analitică.

Procedeul grafic constă în reprezentarea punctelor de coordonate (Q_i, H_i) într-un sistem de axe rectangular. Prin aceste puncte se trasează curba debitelor ca o curbă optimă, determinată de condiția de minim a sumei

pătratelor erorilor (curba ce va trece prin mijlocul fâşiei ce încadrează punctele).

În mod obişnuit este necesar să se întocmească un grafic Q=f(H) pentru totalitatea punctelor care rezultă din măsurători şi un alt grafic la scări mai detaliate pentru punctele care provin din măsurătorile la ape mici. Această necesitate decurge din cauza faptului că pe graficul general zona apelor mici apare foarte aglomerată afectând precizia în analize şi determinări.

În cazuri speciale se pot utiliza şi graficele Ω=f(H) şi v_m=f(H).

Pentru exprimarea analitică a curbei debitelor în cazul profilelor transversale stabile cu forme parabolice, trapezoidale sau dreptunghiulare se poate utiliza o ecuație de forma:

$$Q = Q_0 (H+a)^n \qquad (2.40)$$

unde: H este nivelul apei din albie, măsurat în raport cu un plan de referință; Q_0, debitul lichid la nivelul (H+a)=1; a, parametru de nivel, care exprimă distanța dintre cota talvegului şi nivelul de referință; n, exponent.

Aceşti trei parametri Q_0, a şi n, caracterizează din punct de vedere hidrologic profilul transversal şi se determină astfel încât curba $Q=Q_0(H+a)^n$ să treacă cât mai bine printre punctele măsurate (Q_i, H_i).

Se logaritmează ecuația de mai sus, obținându-se expresia:

$$lg\ Q = lg\ Q_0 + n\ lg\ (H+a) \qquad (2.41)$$

care în coordonate logaritmice reprezintă o dreaptă cu ordonata la origine lgQ_0 şi panta n.

- se dă o valoare parametrului a şi se reprezintă grafic perechile de valori ($lg\ Q_i$, $lg\ (H_i+a)$); dacă rezultă o dreaptă, atunci valoarea parametrului a este corespunzătoare; în caz contrar se dau alte valori lui a până este satisfăcută condiția de liniaritate;
- odată stabilit parametrul a şi dreapta în coordonate logaritmice ($lg\ Q$ şi $lg\ (H+a)$) se precizează valorile termenului $lg\ Q_0$, ca fiind ordonata punctului de intersecție dintre dreaptă şi axa $lg(H+a)$ şi se calculează exponentul n ca fiind egal cu tangenta trigonometrică a unghiului format de dreaptă şi axa $lg\ Q$.

Pentru profilele transversale ale cursurilor de apă îndiguite sau cu debite în lunci relativ mici față de întreaga secțiune de scurgere, ecuația debitelor se ia de formă polinomială (în mod normal se alege o funcție parabolică cu cel mult cinci termeni) adică:

$$Q = \sum_{j=0}^{n} Q_j \cdot H^j \quad ; \quad j = 0,1,2,3,4 \qquad (2.42)$$

Şirul coeficienților Q_j, j = 1,2,…..,n se va determina din condiția de minim a sumei pătratelor erorilor:

$$\sum[(Q_i - f(H_i)] \rightarrow \min \qquad (2.43)$$

unde: Q_i sunt debitele măsurate la nivelurile H_i; $f(H_i)$, funcția curbei debitelor care se propune.

Exprimarea condiției de minim conduce la un sistem de ecuații având ca necunoscute parametrii Q_j şi anume:

$$\frac{\partial}{\partial Q_j}\sum[Q - f(H)]^2 = 0 \qquad (2.44)$$

a$_1$) Cheia limnimetrică unică

Când râul prezintă o albie stabilă legătura unică dintre H şi Q are aspectul unei curbe unice (figura 2.57). În acest caz pe graficul cheii limnimetrice punctele se situează în limitele unei abateri de cel mult ± 10% față de o curbă care satisface în mod optim punctele. Această curbă trece prin centrul de greutate al grupelor de puncte astfel încât acestea să rămână în număr aproximativ egal de o parte şi de alta a curbei trasate.

O dispersie strânsă a punctelor se întâlneşte şi în câmpurile Ω=f(H) şi v_m=f(H) (figura 2.57).

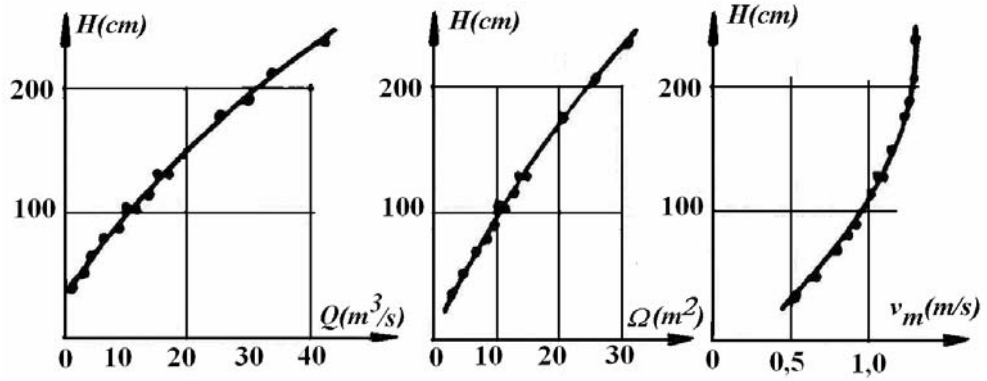


Figura 2.57 Graficele legăturilor Q=f(H), Ω=f(H) şi v_m=f(H)

În cazul măsurătorilor efectuate la ape mari cu flotori, este admis ca abaterile maxime să depăşească ± 10% dar să nu fie mai mari de ± 20% față de cheia medie (măsurătorile cu flotori se vor verifica întotdeauna prin calcul hidraulic).

După trasarea curbelor $\boldsymbol{Q}$=f($\boldsymbol{H}$), $\boldsymbol{\Omega}$=f($\boldsymbol{H}$) şi $\boldsymbol{v_m}$=f($\boldsymbol{H}$) se vor verifica din punct de vedere al concordanţei. Aceasta înseamnă că pentru orice punct de pe curbă (de la orice nivel) înmulţirea secţiunii cu viteza medie să dea valoarea debitului de apă din punctul de pe curbă (în limite de ± 5%) [Morell M., 1999].

a_2) Cheia limnimetrică tabelară

După trasarea grafică şi analiza cheii limnimetrice, pentru uşurinţa transformării debitelor în funcţie de niveluri, cheia limnimetrică se transpune într-un tabel care se numeşte *cheie limnimetrică tabelară* (tabelul 2.2).

Tabelul 2.2

Râul_____

Staţia hidrometrică_____

CHEIE LIMNIMETRICĂ TABELARĂ

H(cm)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Q (m^3/s)										

Valorile debitelor se preiau din cheia limnimetrică grafică pentru decimetri, iar debitele ce corespund centimetrilor se determină prin interpolare lineară între valorile debitelor din dreptul decimetrilor. Cele mai mari abateri faţă de valorile de pe grafic nu trebuie să depăşească 5%.

Cheia limnimetrică se verifică prin analizarea modului în care se desfăşoară pe ecartul de niveluri. Diferenţele de ordinul $\boldsymbol{I}$ între debitele ce corespund decimetrilor întregi trebuie să crească continuu sau să se menţină constante. Aceste diferenţe se calculează cu relaţia:

$$\Delta Q_I = Q_H - Q_{H10} \qquad (2.45)$$

unde: $\boldsymbol{Q_H}$ este debitul la nivelul $\boldsymbol{H}$; $\boldsymbol{Q_{H10}}$, debitul la un nivel cu 10 cm mai mic.

Tabelul 2.3 Date de verificare a cheii limnimetrice

H (cm)	Q_H (m^3/s)	ΔQ_{HI} (m^3/s)	ΔQ_{HII} (m^3/s)
10	0,50	0,200	
20	0,70	0,300	0,100
30	1,00	0,380	0,080
40	1,38	0,440	0,060
50	1,82	0,480	0,040
60	2,30		

Faptul că ΔQ_I trebuie să crească continuu sau să se mențină constant este pus în evidență de diferențele de ordinul ***II*** care trebuie să fie pozitive şi în succesiune logică. Aceste diferențe se obțin prin scăderea între diferențele de ordinul ***I***. În tabelul 2.3 se exemplifică un model de verificare a cheii limnimetrice care este prezentată şi grafic în figura 2.58.

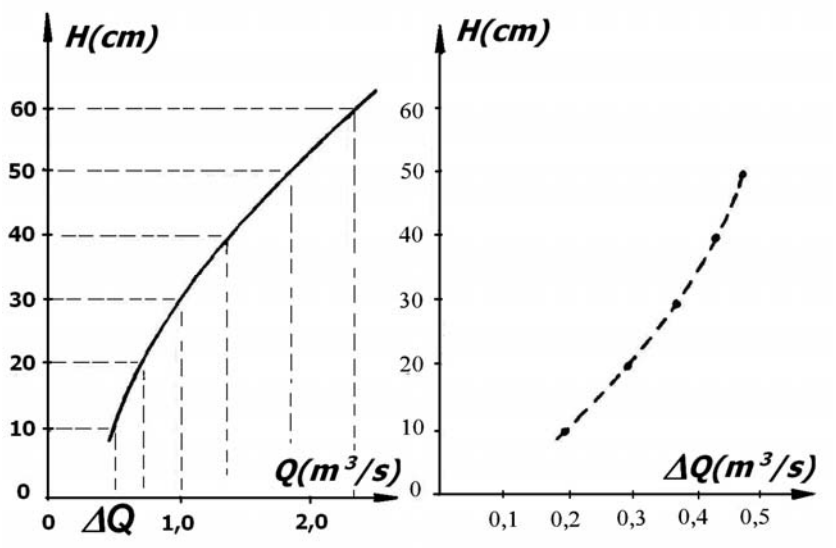


Figura 2.58 Verificarea cheii limnimetrice

Dacă nu se îndeplinesc condițiile de verificare a cheii atunci se aduc mici corecturi la cheie în porțiunile respective până se realizează condițiile menționate.

a_3) Curba debitelor sub formă de buclă

În condiții naturale nu există întotdeauna o legătură unică între debite şi niveluri într-un profil transversal al unui curs de apă, putându-se înregistra pentru acelaşi debit niveluri diferite şi invers. Cauzele acestei situații sunt:

- variația pantei hidraulice a curentului de apă (mai mare în perioada de niveluri crescătoare decât în perioada cu niveluri descrescătoare), care se înregistrează la cursurile de apă cu panta longitudinală a suprafeței libere foarte mică, curba prezentând la partea superioară un efect de *histerezis* (figura 2.59);
- modificarea secțiunii de curgere în timp prin eroziuni şi depuneri (figura 2.60); în acest caz soluția este de a stabili mai multe curbe de debite, fiecare corespunzând unei anumite stări a albiei;

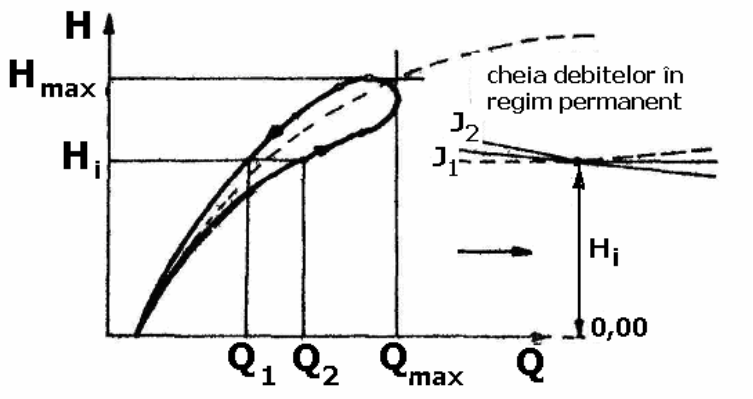


Figura 2.59 Variația debitelor şi a pantei suprafeței apei

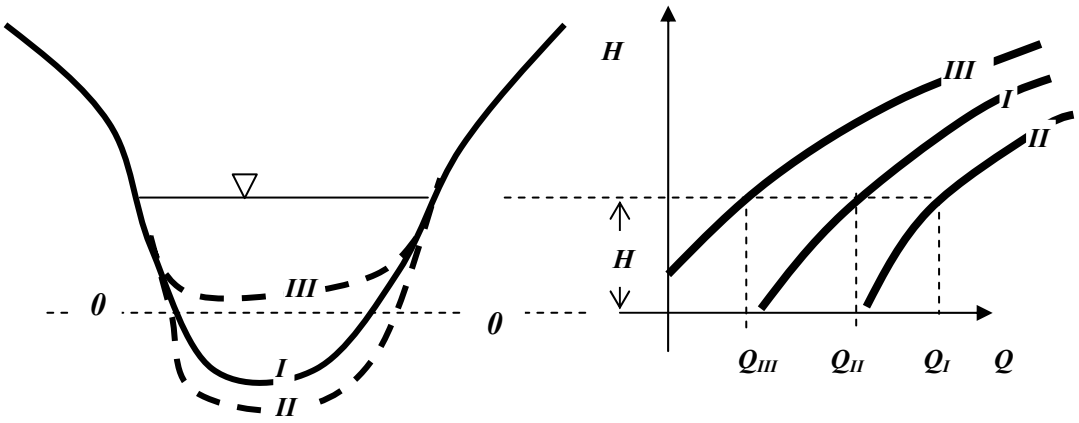


Figura 2.60 Modificarea cheii debitelor prin schimbarea secțiunii prin eroziuni şi depuneri

- existența podului de gheață care opune o rezistență hidraulică mai mare mişcării curentului, decât cea a aerului

$$\frac{Q_1}{Q_2} = K < 1{,}0 \qquad (2.46)$$

unde: Q_1 este debitul corespunzător unui nivel H în timpul, existenței podului de gheață; Q_2, debitul corespunzător aceluiaşi nivel fără pod de gheață.

Valoarea raportului K este dată de relația:

$$K = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{C_2}{C_1} \left(1 - \frac{a}{H_{med}}\right)^{\frac{3}{2}} \qquad (2.47)$$

unde: C_2, C_1 sunt coeficienții Chezy în situația cu pod, respectiv fără pod; a, grosimea gheții; H_{med}, adâncimea medie a secțiunii curentului;

- schimbarea rugozității albiilor prin vegetație;
- formarea remuului provocat de baraje, stăvilare, confluențe, zăpoare, poduri etc. (Giurma I., ş.a., 1980).

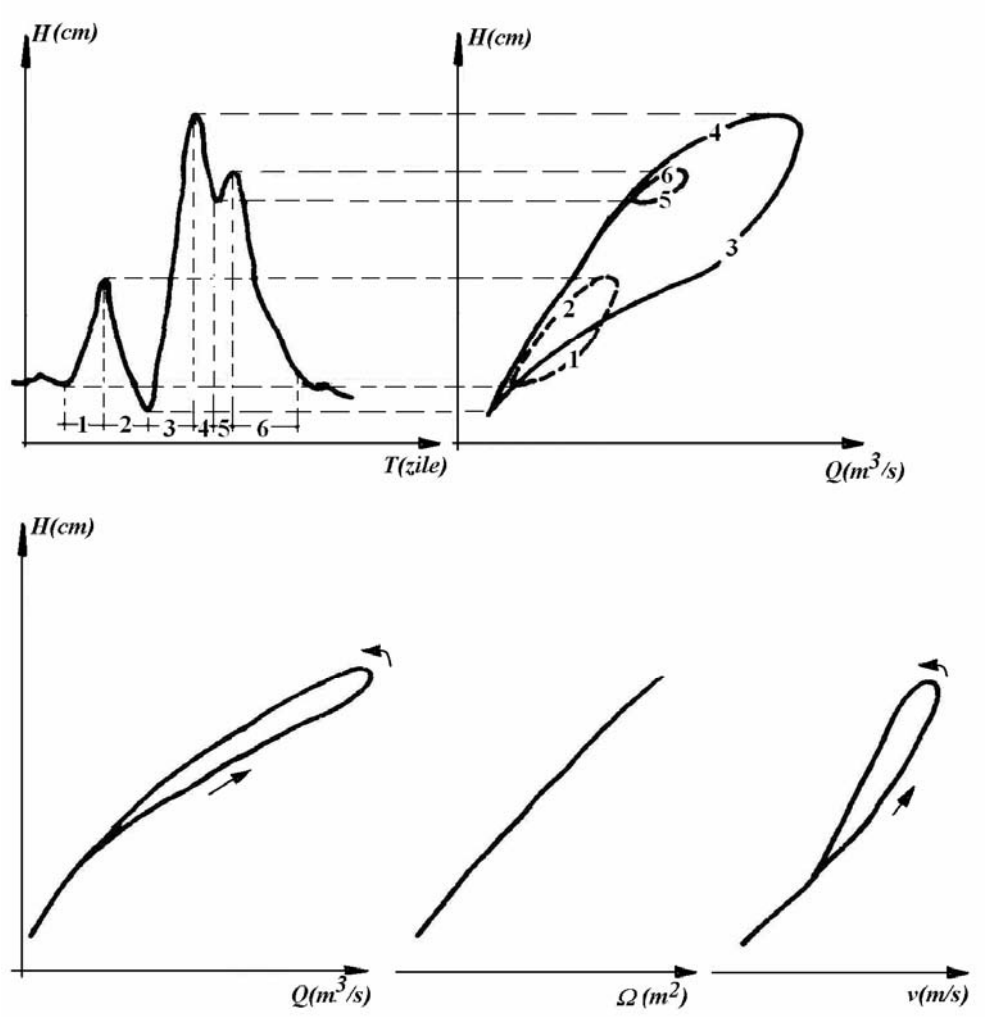


Figura 2.61 Chei limnimetrice sub formă de bucle

Fenomenul variației pantelor la creşterea respectiv descreşterea viiturilor este evidențiat şi de măsurătorile hidrometrice la unele stații situate pe râuri mai mari şi mai ales la viituri cu evoluție rapidă. Punctele graficului ***Q***=f(***H***) se grupează strâns în partea inferioară a câmpului şi în două grupe relativ distincte în partea superioară ale căror puncte legate cronologic conduc la precizarea unor ramuri pentru creşterea şi respectiv scăderea apelor la viituri. În acest caz se trasează bucle ale cheii limnimetrice chiar dacă ele se situează față de curba medie la mai puțin de ± 10%. Punctele de bifurcație ale curbelor de creştere şi descreştere a nivelurilor corespund cu începutul creşterii şi sfârşitul descreşterii undei de viitură (figura 2.61).

În partea superioară, cele două ramuri se racordează pentru fiecare viitură printr-o curbă tangentă la orizontală prin nivelul maxim al viiturii într-un punct situat aproximativ pe prelungirea curbei medii trasate între ramurile de creştere şi de descreştere.

Când se înregistrează mai multe unde succesive fiecărei unde îi va corespunde câte o buclă, având o ramură de creştere şi alta de descreştere. În acelaşi mod se trasează şi curba vitezelor medii a căror formă în cazul viiturilor este tot de buclă (viteza apei modificându-se proporțional cu radicalul pantei longitudinale a suprafeței apei). Relația Ω=f(H) este în general o curbă unică.

a_4) Stabilirea cheii limnimetrice în condițiile unor albii mobile

Modificarea albiilor poate avea loc periodic sau permanent.

În primul caz deformarea se produce în timpul viiturilor, în intervalul dintre două viituri albia având o formă constantă. În această situație se trasează *chei limnimetrice periodice* în funcție de frecvența de apariție a viiturilor.

În al doilea caz deformarea albiei se produce continuu, cheile limnimetrice numindu-se chei *limnimetrice de bază;* la aceste chei trebuie aplicate corecții.

1) Stabilirea cheilor limnimetrice temporare

Cheile limnimetrice temporare reprezintă legătura dintre debite şi niveluri pentru perioadele de stabilitate a albiei.

Trasarea acestor curbe necesită parcurgerea următoarele etape (figura 2.62):

- identificarea grupurilor de puncte (Q, H) din aceeaşi perioadă;
- stabilirea intervalului de timp pentru care sunt valabile diferitele ramuri (curbe temporare);
- racordarea curbelor temporare.

Racordarea unor ramuri periodice ale cheilor limnimetrice se poate face în două cazuri tipice:

- când trecerea de la o ramură la alta se produce brusc, din cauza unei schimbări rapide a albiei; în acest caz începând de la o anumită dată, debitele măsurate se poziționează pe o altă ramură (de exemplu, dacă se desfăşoară lucrări în albie şi se schimbă complet configurația albiei);
- când între două ramuri succesive există un număr de puncte (Q, H) intermediare care formează o curbă de legătură între cele două ramuri; curbele de legătură se trasează ținându-se seama de datele calendaristice, de punctele care se aşează între curbe şi de ecartul de niveluri existent pe perioada sa de valabilitate.

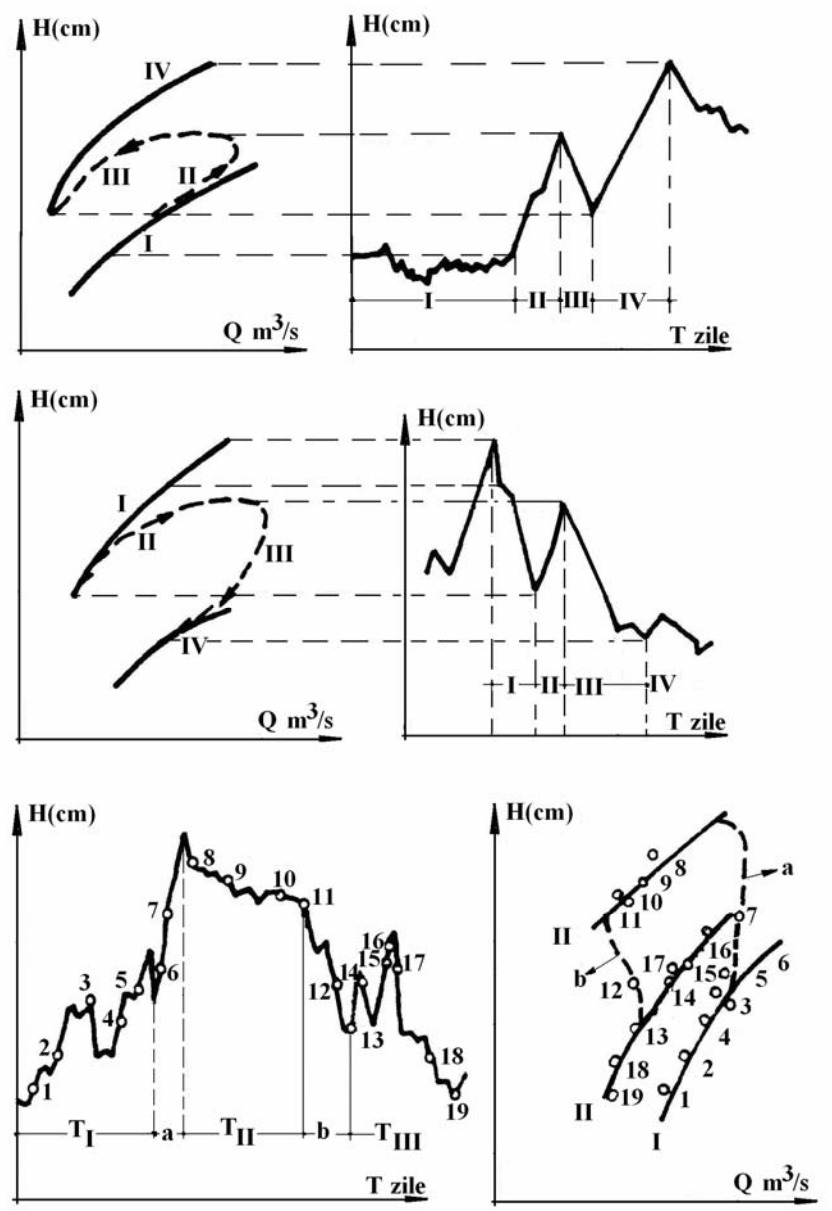


Figura 2.62 Racordarea cheilor limnimetrice temporare

În cazul când tendința nivelurilor coincide cu tendința proceselor de deformare a albiei, adică atunci când creşterea nivelurilor coincide cu procesul de colmatare şi descreşterea cu erodarea, curba de legătură este ascendentă sau descendentă în funcție de evoluția nivelurilor. Ea se va racorda tangent la nivelul maxim al fazei respective.

Când creşterile coincid cu erodările şi descreşterile cu colmatări, punctele de legătură se deplasează de-a lungul abscisei (spre dreapta). Punctele de legătură coincid adesea cu debitele extreme.

2) Stabilirea cheilor limnimetrice de bază

În cazul în care albia se deformează permanent, nu există o corespondență de durată pentru puncte aflate pe una din curbele Q=f(H), Ω=f(H) şi v_m=f(H). Metoda utilizată pentru stabilirea acestor chei este metoda corecțiilor ΔH.

Această metodă se aplică pentru perioade lungi de timp cu variații reduse de debit şi presupune parcurgerea următoarelor etape:

1. trasarea printre punctele din câmpul Q=f(H) a unei curbe de bază sau a unei curbe standardizate. La debitul măsurat Q_i (i=1,2...) nivelul în timpul măsurătorii a fost H_i. La acest debit Q_i pe curba de bază corespunde nivelul H (figura 2.63).

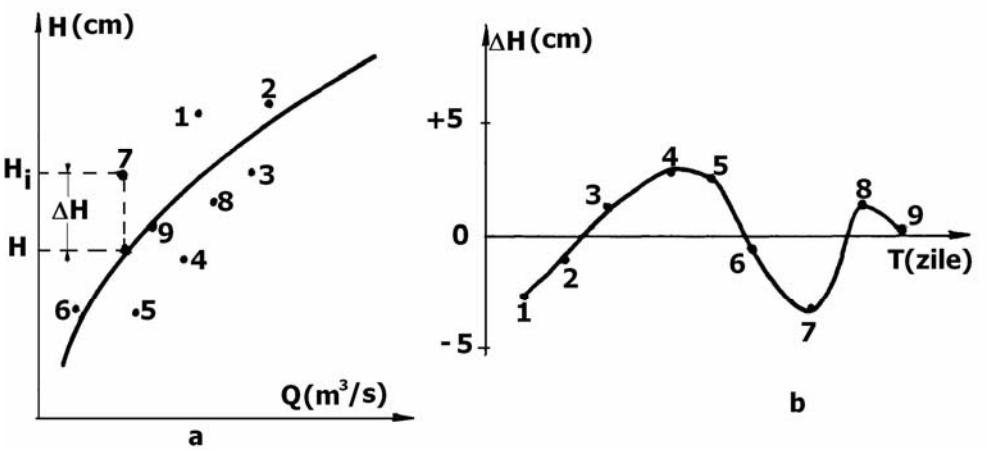


Figura 2.63 Cheia limnimetrică de bază (a) şi graficul corecțiilor ΔH (b)

2. Pentru ca măsurătoarea respectivă de debit să se situeze pe curba de bază Q=f(H), nivelul produs în timpul măsurătorii va fi diferit cu valoarea:

$$\Delta H = H - H_i \qquad (2.48)$$

Termenul ΔH se numeşte corecție de nivel şi este negativă dacă punctul din măsurătoare este situat deasupra cheii limnimetrice (punctele 1, 2, 6 şi 7) şi pozitivă dacă este situat sub cheia limnimetrică (3, 4, 5 şi 8). Cu ajutorul valorii ΔH se construieşte graficul cronologic al corecțiilor ΔH care permite ca pentru oricare moment din perioada respectivă, un nivel observat să fie corectat astfel ca debitul corespunzător să se situeze pe curba de bază Q=f(H).

3. Cu valorile corecțiilor ΔH obținute pentru fiecare măsurătoare în parte se întocmeşte graficul corelațiilor ΔH=f(T), unde pe orizontală se reprezintă

timpul, iar pe verticală deasupra axei valorile corecţiilor pozitive (+ΔH) şi dedesubtul axei, valorile negative ale corecţiilor (-ΔH) (figura 2.63 b).
4. Cu ajutorul graficului 2.63 b se determină valorile corecţiilor ΔH pentru fiecare zi citindu-le pe ordonată cu semnele corespunzătoare.
5. Corecţiile astfel determinate se vor însuma algebric la nivelul mediu zilnic.

Metoda corecţiilor ΔH se poate aplica dacă numărul de măsurători de debite este suficient pentru a reflecta corect modificările produse şi se poate aplica în cazul în care abaterile măsurătorilor de la cheia limnimetrică medie nu depăşesc ±20%.

a_5) Cheia limnimetrică în perioadele de remuu

Când în profilul staţiei hidrometrice se resimte influenţa unui remuu, în graficele Q=f(H) şi v_m=f(H) punctele sunt în general larg dispersate, în timp ce în câmpul Ω=f(H) punctele pot fi dispuse în limitele unei fâşii înguste.

Remuurile pot fi provocate de cauze naturale (bararea râului de către un afluent care se varsă în aval de staţia hidrometrică) şi cauze antropice (exploatarea unor construcţii hidrotehnice cum ar fi stăvilarele, ecluzele etc.) şi pot fi temporare sau permanente.

Pentru trasarea cheilor limnimetrice este necesară stabilirea pantei suprafeţei apei prin instalarea de *mire de pantă* (cel puţin o miră suplimentară amplasată în zona de formare a remuului).

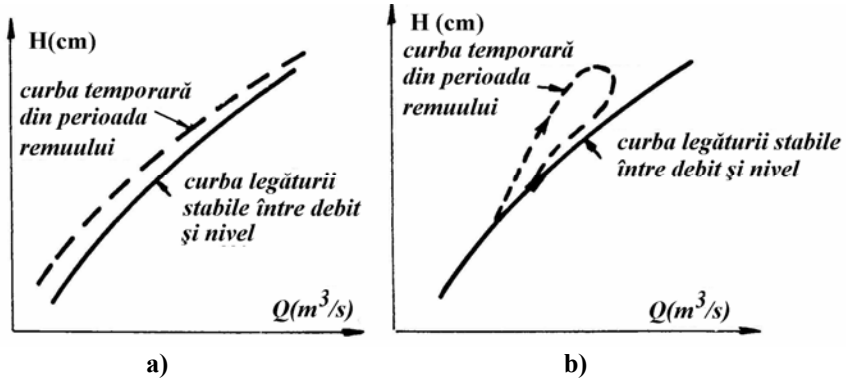


Figura 2.64 Curbe temporare în perioada de remuu

Una dintre metodele utilizate este *metoda curbelor temporare*. Pentru aceasta trebuie să dispunem de măsurători care să acopere în întregime ecartul nivelurilor înregistrate. De asemenea, trebuie să se ţină cont de faptul că:

- stabilitatea remuului provocat de o îngustare a albiei pe porțiunea aval de stația hidrometrică (de exemplu construirea unui baraj temporar) duce la o tendință de racordare a curbei temporare pe perioada remuului, în partea superioară, cu curba de bază (figura 2.64 a);
- variația însemnată a nivelurilor în secțiunea respectivă (de exemplu, producerea unei viituri pe un afluent al cursului unde este instalat postul hidrometric) duce la producerea unui remuu treptat, curba putând devia în partea superioară față de curba de bază din perioada neinfluențată (figura 2.64 b).

O altă metodă utilizată în trasarea cheilor limnimetrice în perioadele cu remuu este *metoda familiei de curbe* ținând cont de faptul că oglinda apei este în continuă schimbare pe porțiunea dintre stația hidrometrică de bază şi originea remuului.

În afara mirei principale trebuie instalată o miră hidrometrică suplimentară în punctul de formare a remuului la care nivelurile se măsoară după acelaşi program ca la stația hidrometrică de bază.

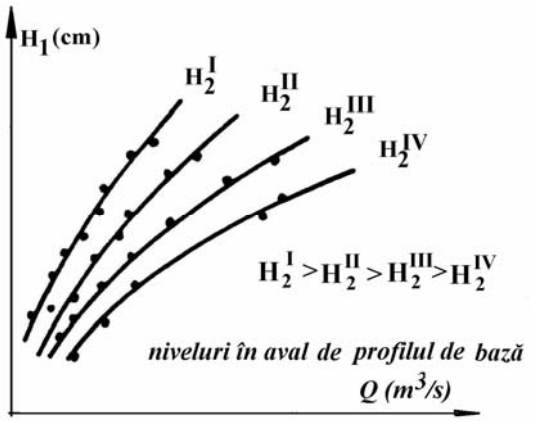


Figura 2.65 Familie de curbe $\boldsymbol{Q}$=f($\boldsymbol{H_1}$) la o stație hidrometrică supusă influenței remuului

Pe graficul $\boldsymbol{Q}$=f($\boldsymbol{H_1}$) unde $\boldsymbol{H_1}$ este nivelul citit la mira stației de bază, se reprezintă toate punctele debitelor măsurate şi alături de fiecare punct se notează nivelul măsurat $\boldsymbol{H_2}$ la mira hidrometrică suplimentară citit simultan cu $\boldsymbol{H_1}$.

Trasarea familiei de curbe se face unind punctele cu acelaşi nivel $\boldsymbol{H_2}$ citit şi notat ca atare sau interpolat între punctele cu valori apropiate (figura 2.65) Nivelul măsurat la stația suplimentară se poate înlocui prin panta suprafeței apei ($\boldsymbol{I}$) din timpul măsurătorii.

O altă metodă care se poate utiliza este *metoda cheii limnimetrice pentru remuu.* Metoda constă în legarea raportului dintre debitele măsurate şi radicalul pantelor longitudinale al suprafețelor apei cu nivelul $\boldsymbol{H}$=f($Q/\sqrt{I}$) (figura 2.66).

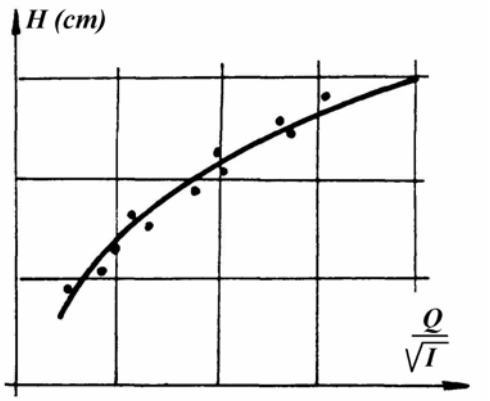


Figura 2.66 Cheie limnimetrică pentru remuu

a_6) Chei limnimetrice multianuale

Pentru evaluarea corectă pe o perioadă multianuală a debitelor maxime se vor suprapune cheile limnimetrice din toată perioada (ramuri de creştere şi descreştere) inclusiv cheia limnimetrică din anul respectiv (figura 2.67). Pe acest grafic se analizează atât legătura cât şi caracterul unic al curbelor pe mai mulți ani sau pe grupe de ani.

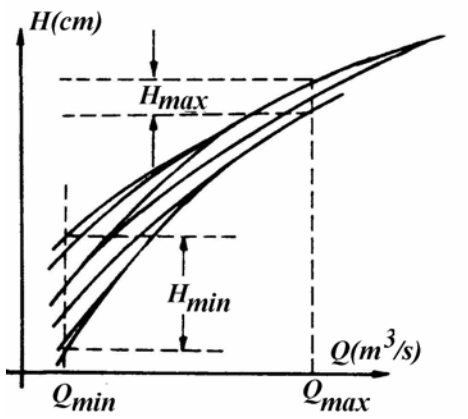


Figura 2.67 Chei limnimetrice pe perioadă multianuală la stația hidrometrică

La partea superioară se vor trece măsurătorile de debite pentru a avea o imagine clară asupra bazei pe care s-au trasat cheile. Este indicat ca în cazul extrapolării în anii cu ape excepționale, să fie trecut pe grafic calculul extrapolării (cu elemente de calcul, pante, rugozitate, secțiune, rază hidraulică etc.).

Din analiza cheilor limnimetrice pe o perioadă de mai mulți ani la o stație hidrometrică, se observă că debitele minime în comparație cu debitele maxime corespund unui ecart mai mare de niveluri.

Când cheile limnimetrice sunt concentrate în partea inferioară şi se dispersează în partea superioară trebuie analizată amănunțit trasarea lor. În acest caz este necesar să se verifice măsurătorile la ape mari pe baza cărora s-au trasat cheile limnimetrice, să se verifice elementele care au intrat în calculul extrapolărilor şi să se facă o analiză completă a elementelor scurgerii maxime.

Modificările în timp a cheilor limnimetrice pot fi explicate prin lucrări de regularizări, îndiguiri sau defrişări de zăvoaie etc.

a_7) Chei limnimetrice de iarnă

Când frecvența măsurătorilor de debite este mare şi se efectuează şi măsurători pe timp de iarnă se poate observa existența mai multor *chei limnimetrice de iarnă* care se pot folosi precum cheile limnimetrice temporare. O atenție sporită trebuie acordată racordărilor cu cheile perioadelor anterioare şi următoare (figura 2.68).

Dacă măsurătorile de debite nu acoperă suficient de bine întreaga perioadă cu fenomene de îngheț, concomitent cu variații relativ însemnate de niveluri şi eventual o dinamică pronunțată în succesiunea fenomenelor de îngheț, se recomandă folosirea *metodei coeficienților de iarnă* k_i. Aceşti coeficienți reprezintă raportul dintre debitele măsurate la fenomenele de iarnă Q_i, nivelul apei fiind H_i şi debitele corespunzătoare în cheia limnimetrică anterioară perioadei de iarnă la acelaşi nivel H_i, adică debitul Q.

$$k_i = \frac{Q_i}{Q} \qquad (2.49)$$

Aceşti coeficienți sunt subunitari şi pot varia între valorile extreme 1,0 când influența înghețului asupra scurgerii este nulă şi 0,0 când râul este înghețat pe toată secțiunea de curgere.

Metoda trebuie folosită cu multă atenție pentru că dinamica fenomenelor de îngheț şi variația nivelurilor apei (citite la miră în copci) poate induce erori grosolane. De aceea, este indicat să se întocmească graficul k_i=f(T). Pentru corecta interpolare între valorile directe k_i trebuie întocmite, analizate şi folosite corelațiile între elementele obținute la măsurătorile de debite de apă şi anume: k_i=f(k_g) şi k_i= f(H). Coeficientul k_g este dat de raportul dintre suprafața gheții scufundate inclusiv năboiul fără mişcare de sub podul de gheață Ω_g şi suprafața totală a secțiunii transversale Ω.

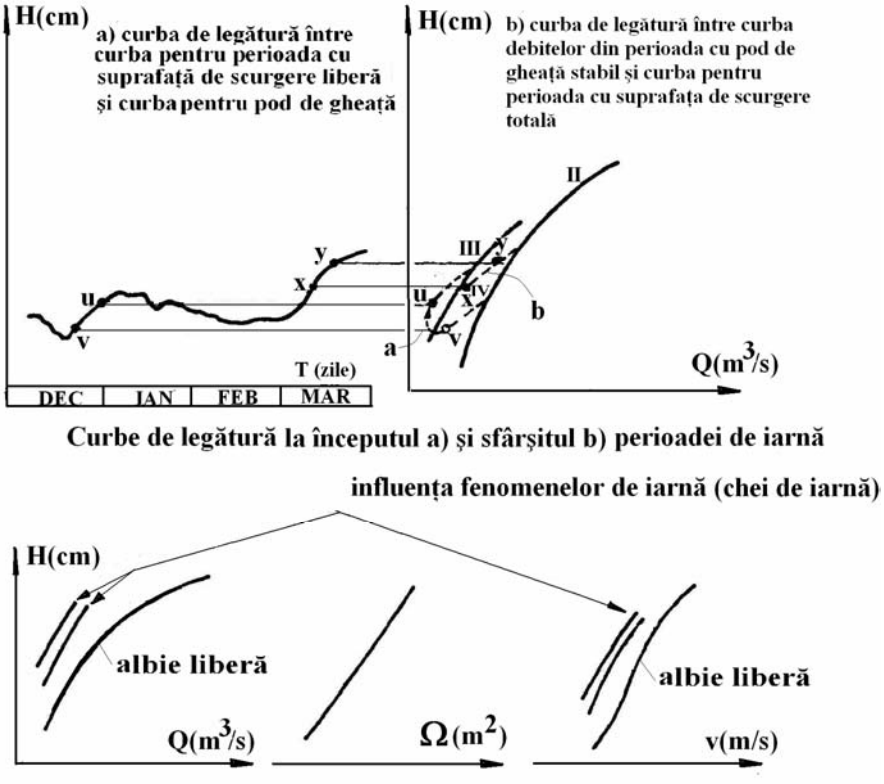


Figura 2.68 Chei limnimetrice de iarnă [INMH, 1997]

Corelația k_i=f(k_g) folosește datele de la măsurătorile de debite de apă (figura 2.69). Această corelație se realizează între puncte extreme bine determinate. Când nu există gheață scufundată k_g=0,0 și k_i =1,0. Când grosimea gheții scufundate este foarte mică (simplu contact cu apa) dar pe toată lățimea apei k_g tinde către zero, iar valoarea lui k_i variază între 0,60 și 0,68.

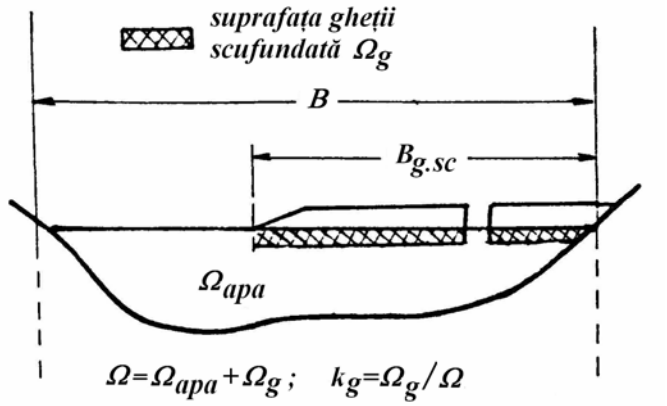


Figura 2.69 Secțiune de râu influențată de gheață [INMH, 1997]

Dacă grosimea gheții scufundate este foarte mică, dar numai pe o parte din lățimea apei k_g tinde de asemenea către zero, iar k_i se situează între 0,63 şi 1,0 în funcție de extinderea gheții în contact cu apa pe lățimea apei. Dacă gheața s-a dezvoltat pe toată secțiunea de scurgere şi scurgerea practic a încetat atunci $k_g \rightarrow 1{,}0$ şi $k_i \rightarrow 1{,}0$ (figura 2.70).

Graficul k_g=f(T) se poate construi cu ajutorul valorilor k_g de la măsurătorile de debite de apă şi de la măsurătorile pendatale asupra gheții. Folosind k_g din zilele fără măsurători de debite şi corelația k_i=f(k_g) se determină pentru fiecare zi k_i, obținându-se astfel o interpolare justificată pentru k_i între măsurătorile de debite de apă.

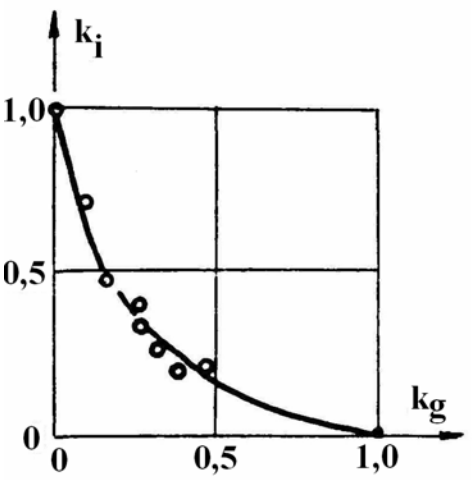


Figura 2.70 Legătura k_i=f(k_g)

Corelația k_i=f(H) este utilă pentru situațiile în care, în timpul perioadei de îngheț, nivelul are variații însemnate şi de asemenea când, din diferite cauze, lipsesc măsurătorile asupra gheții scufundate. Metoda este indicată pentru perioadele cu pod de gheață slab sau discontinuu (figura 2.71 a). Pentru cele 5 măsurători de debite de apă de care se dispune s-au calculat coeficienții k_i cu ajutorul cărora se trasează graficul k_i=f(T), fără a lua în considerare variația nivelurilor între măsurători şi dacă valorile k_i de la măsurtori sunt legate în vreun fel de nivelurile înregistrate la aceste măsurători. Ca urmare, cu graficul k_i=f(T) din figura 2.71 b s-au obținut debitele de apă redate în figura 2.71 c. În acest grafic se observă variația debitelor în condițiile în care cele cinci valori de debite măsurate la niveluri sensibil diferite nu prezintă o mare variație. Pentru evitarea acestor situații întocmirea corelației k_i=f(H) este absolut necesară (figura 2.71 d). Cu ajutorul acestei corelații şi folosind nivelurile zilnice se trasează graficul k_i=f(T) (figura 2.71 e) care ține seama de variația lui k_i cu nivelul. Cu noul grafic k_i=f(T) se obține variația în timp a debitelor de apă calculate şi redate în figura 2.71 f.

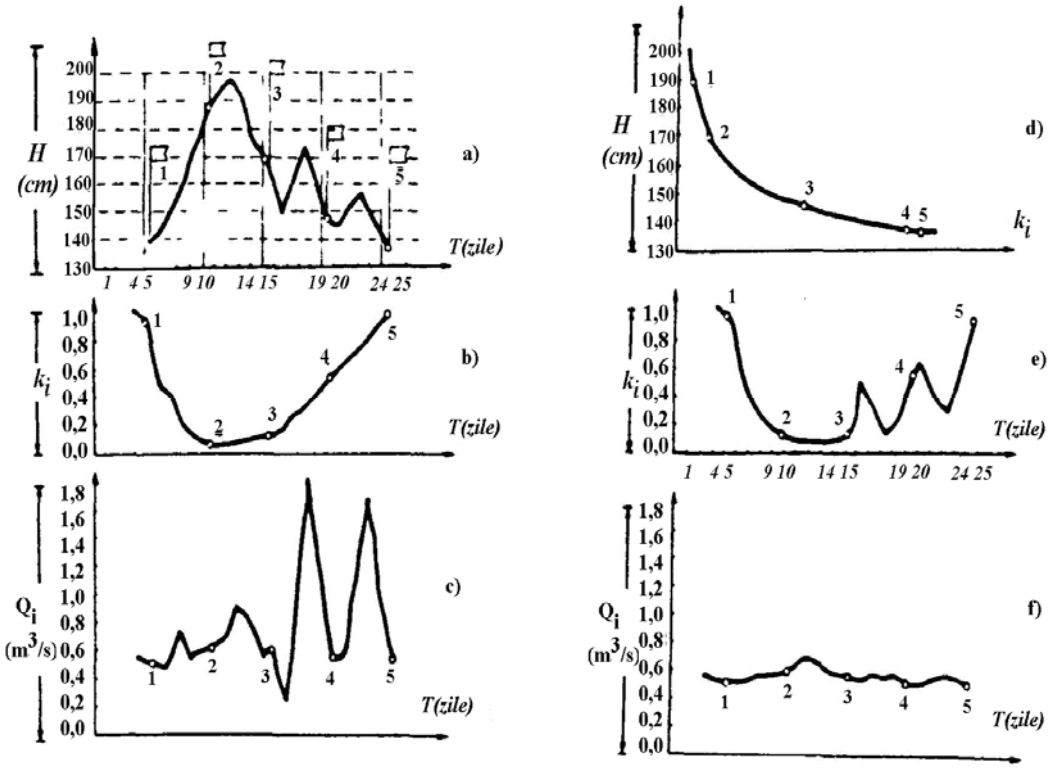


Figura 2.71 Stabilirea debitelor de iarnă Q_i în funcție de graficele k_i=f(H) și k_i=f(T). a) H=f(T); b) k_i=f(T); c) Q_i=f(T); d) evoluția coeficientului k_i în funcție de nivel; e) k_i=f(T) retrasată; f) Q_i=f(T) corectate [INMH, 1997]

Metoda coeficienților k_i poate duce la rezultate utile, cu erori neglijabile, dacă interpolarea în timp între valorile k_i de la măsurătorile de debite de apă se face cu considerarea măsurătorilor pentadale asupra gheții (corelații k_i=f(k_g)) și pe legăturile care există între coeficienții k_i și nivelurile apei.

a_8) Cheile limnimetrice în perioadele de vegetație

Pentru determinarea debitelor în perioadele cu vegetație se pot folosi următoarele metode: metoda interpolării, metoda cheilor limnimetrice și metoda coeficienților de vegetație.

Măsurătorile de debit în cazul vegetației se plasează la stânga cheii limnimetrice trasată pentru o albie liberă (figura 2.72 a,b). Influența vegetației asupra scurgerii se manifestă în timp în funcție de diferitele faze de dezvoltare și dispariție a vegetației. Este necesar să se cunoască extinderea vegetației pe profil, tipul de vegetație și înălțimea ei (figura 2.72 a).

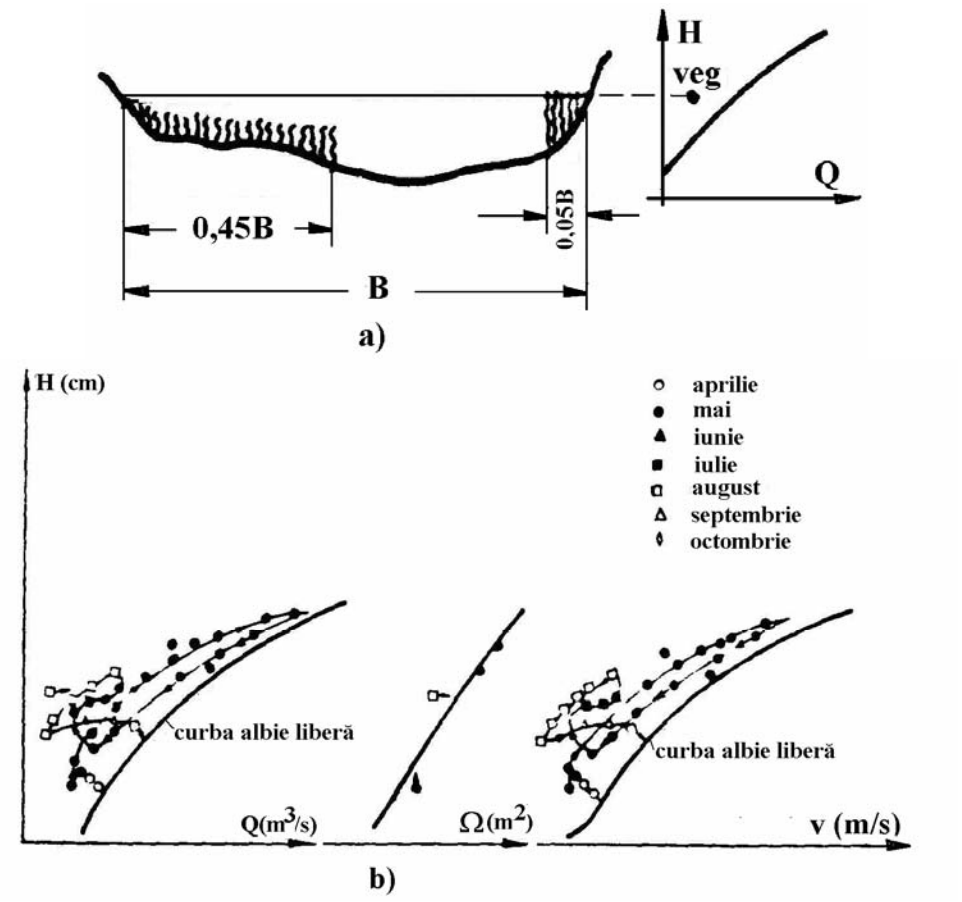


Figura 2.72 a) Influența vegetației asupra scurgerii apei;
b) Chei periodice în perioada cu vegetație

a_9) Extrapolarea curbei debitelor

Metodele de extrapolare se împart în două categorii: metode hidraulice; metode hidrometrice.

Metodele hidraulice se bazează pe folosirea parametrilor din formula lui Chézy şi sunt: metoda Stewens; metoda Krîţki-Ménkel; metoda Berg-Epstein etc.

Metodele hidrometrice se bazează pe extinderea curbelor de legatură între elementele hidrometrice considerate şi nivelul apei în râu şi sunt: metoda bazată pe extinderea curbei $A=f(H)$ - variația secțiunii transversale funcție de nivel; $v_{med} = f(H)$ - variația vitezei medii din secțiune în funcție de nivel; metoda Kravcenko; metoda tangentei etc.

1) Metoda Stewens

Această metodă este recomandată pentru albii uniforme cu nivelul H >3,5 m şi destul de late astfel încât raza hidraulică să poată fi asimilată cu adâncimea medie a apei ($R \approx H_{med}$).

Se pleacă de la formula de continuitate a debitului

$$Q = A \cdot v \tag{2.50}$$

unde: A este secţiunea transversală considerată; v, viteza dată de formula lui Chézy.

$$v = C\sqrt{R\ I} \approx C\sqrt{I\ H_{med}} \tag{2.51}$$

Deci:

$$Q = AC\sqrt{I\ H_{med}} \tag{2.52}$$

Se consideră că mărimea $C\sqrt{I}$ este constantă de la o anumită valoare a nivelului în sus, adică $K = C\sqrt{I}$.

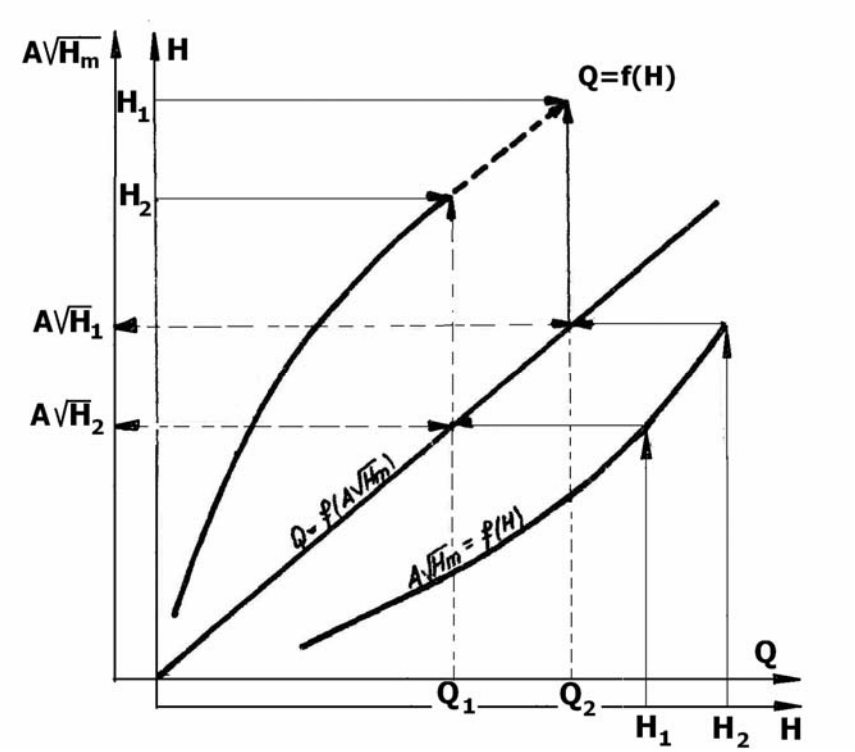


Figura 2.73 Trasarea curbei debitelor şi extrapolarea ei prin metoda Stewens

Rezultă:

$$Q = K\ A\sqrt{H_{med}} = f\ (A\sqrt{H_{med}}) \qquad (2.53)$$

ca fiind o legătură liniară.

Extrapolarea se realizează astfel:

- se trasează cheia limnimetrică ***Q*=f(*H*)** care urmează a se extrapola la partea superioară;
- pe baza măsurătorilor de debit se determină valorile $A\sqrt{H_{med}}$ şi se trasează dreapta $Q = f(A\sqrt{H_{med}})$ care se prelungeşte după nevoie;
- pe baza măsurătorilor făcute în secţiunea transversală considerată se trasează curba $A\sqrt{H_{med}} = f(H)$ care se prelungeşte până la valoarea maximă a lui ***H***;
- plecând cu acelaşi nivel (***H*₁, *H*₂**,...) de pe ambele axe de coordonate şi urmărind săgeţile din figura 2.73 rezultă punctele care indică extrapolarea curbei debitelor.

2) Metoda de extrapolare pe baza curbelor A=f(H) şi v_{med}=f (H)

Această metoda este recomandată în cazurile în care se dispune de un număr suficient de măsurători în zona nivelurilor maxime. Şi această metodă are la bază tot formula de continuitate a debitului:

$$\mathbf{Q=A \cdot v_{med}} \qquad (2.54)$$

unde: ***A*** este secţiunea transversală studiată; ***v*_{med}**, viteza medie în secţiunea respectivă.

Cunoscând curba ***A*=f(*H*)**, calculată prin planimetrarea secţiunii transversale la diferite niveluri şi curba ***v*_{med}=f(*H*)** obţinută prin măsurarea vitezei medii corespunzătoare diferitelor niveluri, se poate face extrapolarea curbei debitelor astfel:

- se trasează curba debitelor ***Q*=f(*H*)** care urmează a fi extrapolată, curba secţiunilor ***A*=f(*H*)** şi curba vitezelor medii ***v*_{med}=f(*H*)**;
- se prelungeşte curba ***A*=f(*H*)** pe baza planimetrării secţiunii transversale;
- se prelungeşte curba ***v*_{med}=f(*H*)** ţinând seama de forma şi rugozitatea albiei în porţiunea de extrapolat;
- plecând de la o serie de niveluri (***H*₁, *H*₂**,...) se stabilesc secţiunile şi vitezele medii corespunzătoare care înmulţite dau debite ce indică extrapolarea.

3) Extrapolarea directă (după tendință) prin utilizarea cheilor limnimetrice anterioare

Metoda este recomandată în cazurile de stabilitate a albiilor pe perioadă îndelungată şi cu condiția ca trasarea cheilor limnimetrice anterioare să se fi bazat pe măsurători care acoperă ecartul din anul analizat.

Dacă nu se folosesc cheile limnimetrice anterioare extrapolarea după tendință se aplică numai până la 10% din ecartul de niveluri produs cu condiția ca în zona extrapolării albia râului să nu prezinte lărgiri bruşte (albii majore), iar rugozitatea să fie omogenă.

Când în profilul transversal analizat există albie majoră, extrapolarea după tendința este admisă numai dacă pe 70-80% din ecartul nivelurilor din albia majoră există măsurători de debite.

Extrapolarea se realizează prin prelungirea după tendință a cheii limnimetrice valabile pentru perioada analizată până la nivelul maxim produs.

Măsurătorile de debite din anii anteriori se trec cu semn/culoare, distinct pe cheie, indicându-se anul efectuării. Se trece un număr suficient de măsurători, astfel încât tronsonul de cheie limnimetrica extrapolat să fie bine precizat. În acest sens menționăm că se vor marca şi unele măsurători existente la un nivel superior celui înregistrat în anul analizat (dacă ultima măsurătoare efectuată este la un nivel $H < 0{,}95\ H_{max}$)

4) Extrapolarea pe baza curbelor Ω=f(H), v_m =f(H)

Se poate utiliza până la 20-25% din ecartul de niveluri produs. Pe ecartul extrapolat curba Ω=f(H) se prelungeşte pe baza planimetrării profilului transversal, iar curba v_m=f(H) dupa tendință, tinând seama de forma şi rugozitate albiei şi porțiunea de extrapolat (figura 2.74).

La trecerea în albia majoră, rugozitatea poate creşte atât de mult încât curba vitezei medii pe întreaga secțiune (albie minoră şi majoră împreună) în funcție de nivelul apei poate să devină verticală sau chiar să indice scăderi ale vitezei mediate după ce apele au depăşit limitele albiei minore.

Dacă porțiunea de exptrapolare cuprinde şi zona trecerii în albia majoră şi nu se dispune de măsurători, metoda se aplică numai pentru albia minoră. Aportul albiei majore se poate evalua folosind formule hidraulice.

Curba Ω=f(H) se trasează până la nivelul maxim pe baza măsurătorilor efectuate în acelaşi profil şi a profilelor transversale ridicate anterior/ulterior viiturii. În cazul în care măsurătorile se fac în mai multe profile este necesar ca acestea să fie raportate la profilul de referință. Raportarea se face prin executarea, pentru fiecare măsurătoare efectuată în alt profil, a unui sondaj în profilul de referință. Profilul transversal trebuie să cuprindă întreaga secțiune pe care s-a produs scurgerea.

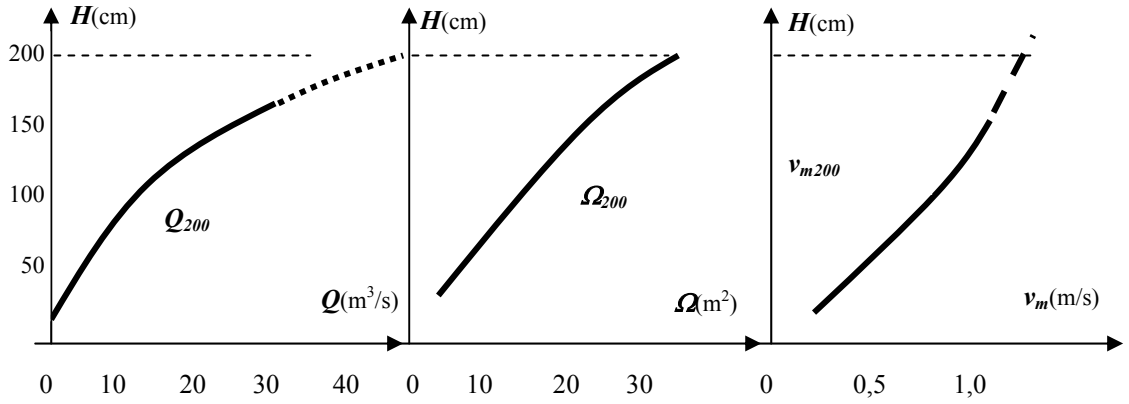


Figura 2.74 Extrapolarea cheii limnimetrice după curbele Ω=f(H), v_m=f(H) pentru H_{max}=200 cm

Erori mari se pot produce prin utilizarea pentru extrapolare a unui profil ridicat ulterior viiturii, dacă în urma viiturii s-a produs fie o colmatare puternică (debitele extrapolate sunt mai mici decât cele reale) fie o eroziune puternică (debitele extrapolate sunt mai mari decât cele reale).

2.11. HIDROMETRIA VALURILOR ÎN RÂURI ŞI LACURI

Experiența a dovedit că forța de izbire a fronturilor de val este un factor care trebuie luat în considerație în proiectarea, execuția şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice. În ultimul timp se pune accent deosebit şi pe captarea energiei valurilor. Dacă privim valurile sub aceste aspecte se constată că este necesară cunoaşterea a numai doi parametri, care pot fi determinați experimental şi anume înălțimea (h) şi perioada (T) a valului.

În cazul măsurătorilor de pe mal se folosesc posturile undometrice şi metoda geamandurii.

Posturile undometrice sunt dotate cu undometre (de obicei jaloane gradate). Observațiile la aceste jaloane permit în afară de stabilirea perioadei medii a valurilor şi înălțimii maxime a acestora, şi stabilirea direcției de propagare a valurilor şi stadiul dezvoltării valurilor (valuri în creştere staționare, în descreştere) [Giurma I., 1997].

Metoda geamandurii constă în:

- fixarea la o distanță potrivită de mal a unei geamanduri ancorate flexibil de patul albiei sau lacului, vopsită în culori uşor observabile şi prevăzută la partea superioară cu un reper;
- pe mal se află poziționată față de orizont o lunetă teodolit.

Se vizează prin lunetă reperul de pe geamandură şi se citeşte pe gradația reticulară deplasarea pe verticală a acestui reper odată cu valul.

Perioada se determină cu ajutorul unui cronometru pornit manual atunci când reperul atinge înălțimea maximă şi oprit în momentul atingerii maximului următor.

În cazul măsurătorilor din larg se foloseşte jalonul de maxim şi minim care constă dintr-o tijă prevăzută cu două console între care se află întins un cablu pe care culisează un flotor, care se mişcă odată cu valurile şi deplasează cursorul superior şi inferior, rezultând înălțimea valului ca distanță între cei doi cursori.

Metodele descrise prezintă unele dezavantaje printre care amintim:
- erori subiective introduse datorită citirilor;
- dificultăți de efectuare a măsurătorilor pe timp nefavorabil;
- având în vedere că propagarea valurilor este un fenomen oscilatoriu, atunci când perioada de propagare a valului este egală cu perioada de oscilație a geamandurii sau flotorului, apare fenomenul de rezonanță; drept urmare geamandura respectiv flotorul execută oscilații de mari amplitudini, mult mai mari decât amplitudinea valurilor măsurate şi deci apar erori foarte mari.

În ultimul timp a fost realizat un dispozitiv electronic pentru determinarea parametrilor caracteristici ai valurilor (figura 2.75) prin două metode.

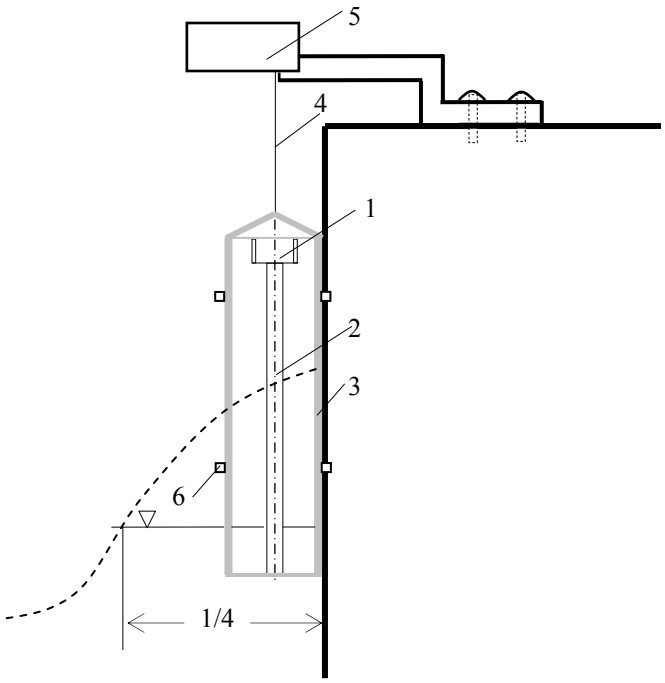


Figura 2.75 Traductor capacitiv pentru determinarea parametrilor valurilor

Prima metodă foloseşte un aparat care se compune dintr-un braţ oscilant pe exteriorul căruia se află un bobinaj. În interior este amplasat un magnet permanent care are posibilitatea de a se rostogoli pe două ghidaje. La ridicarea flotorului pe creasta valului, magnetul se va deplasa sub acţiunea componentei gravitaţionale, iar în bobinaj se va induce o tensiune electromagnetică vizualizată pe ecranul unui osciloscop situat la punctul dispecer. Se pot deci, citi direct pe ecranul luminiscent mărimile caracteristice ale valului (***h*** şi ***T***).

A doua metodă elimină elementele în mişcare şi foloseşte două traductoare capacitive de nivel, primul servind la determinarea cotei apei, faţă de care se poziţionează al doilea traductor care determină parametrii valului. Ambele traductoare sunt acţionate vertical prin intermediul unor servomecanisme pentru a lărgi ecartul de măsură în cazul apariţiei unei variaţii mari a nivelului apei.

Aparatul are posiblitatea de a fi programat pentru măsurarea unei anumite înălţimi a frontului de val, precum şi pentru măsurarea automată a perioadei.

2.12. HIDROMETRIA DEBITELOR SOLIDE

Abordarea teoretică a transportului de aluviuni de către cursurile de apă are o valabilitate redusă. Aceste lipsuri pot fi înlocuite prin efectuarea de măsurători directe, separat pentru aluviuni de fund (târâte) şi pentru aluviuni în suspensie. În paralel cu măsurători de debit solid se pot face şi măsurători privind morfologia albiei, granulozitatea aluviunilor sedimentate şi a celor în mişcare şi ale altor elemente cuprinse în diverse formule de calcul [INMH, 1997].

Debitul solid târât şi debitul solid în suspensie se raportează întotdeauna la debitul lichid şi la nivelul apei din râu din momentul efectuării măsurătorii.

A) MĂSURAREA DEBITULUI SOLID TÂRÂT

Cunoaşterea acestor debite prezintă importanţă deosebită pentru organizarea navigaţiei, pentru execuţia şi exploatarea unor lucrări hidrotehnice (prize de apă, lacuri de acumulare, ecluze etc.).

Aluviunile târâte sunt cele transportate de râuri pe fundul albiei şi au o compoziţie granulometrică mai mare decât cele în suspensie. Debitul solid târât (de fund) reprezentat de pietrişuri şi nisipuri mişcate de curentul de apă pe fundul albiei, într-o secţiune transversală a unui curs de apă se poate obţine prin însumarea unor debite elementare g_f care reprezintă cantitatea de aluviuni târâte ce trece în unitatea de timp prin lăţimea parţială ***b*** şi se calculează cu formula:

$$g_f = \frac{P}{b \cdot t} \qquad [g/m \cdot s] \qquad (2.55)$$

unde: ***P*** este greutatea în grame a aluviunilor care trec prin lățimea ***b*** [cm], în timpul ***t*** [s].

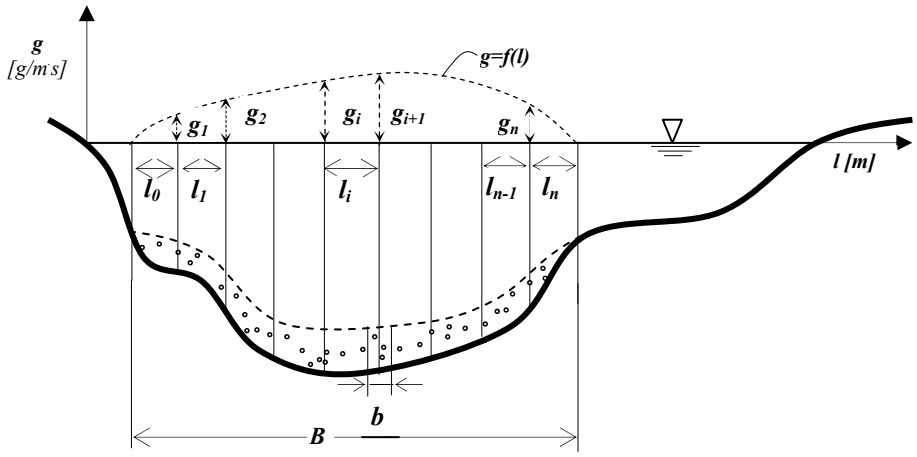


Figura 2.76 Schema de calcul a debitului solid târât

Debitele elementare târâte se măsoară în dreptul verticalelor de viteză fixate în secțiunea de calcul (figura 2.76).

Dacă se notează cu $l_0, l_1, \ldots, l_n$ distanțele dintre verticalele care trec prin mijlocul fâşiilor ***b***, atunci debitul solid târât total G_f se poate calcula cu relația:

$$G_f = 0{,}5\,[g_1 l_0 + (g_1 + g_2) l_1 + \ldots + g_n l_n] \qquad (2.56)$$

Suma distanțelor $l_0, l_1, \ldots, l_n$ formează lățimea activă ***B*** de circulație a aluviunilor târâte, iar prin lățimea parțială ***b*** se înțelege lățimea aparatului utilizat.

Batometrele sunt folosite pentru colectarea aluviunilor târâte şi sunt construite astfel încât să nu fie perturbat regimul de curgere al curentului de apă.

Cel mai simplu batometru se prezintă sub forma unei cutii din plasa de sârmă cu ochiuri mici, având partea anterioară deschisă pe o lățime ***b***, fixată pe patul albiei printr-o bară metalică (figura 2.77) [Giurma I., ş.a., 1980].

Pentru măsurare se înregistrează prin cronometrare intervalul de timp ***t*** în minute cât batometrul a rămas pe fundul albiei, iar după extragerea aparatului din apă se descarcă conținutul de aluviuni şi se cântăresc. Pentru determinarea compoziției granulometrice a aluviunilor târâte se fac probe de cernere a materialului reținut în batometru.

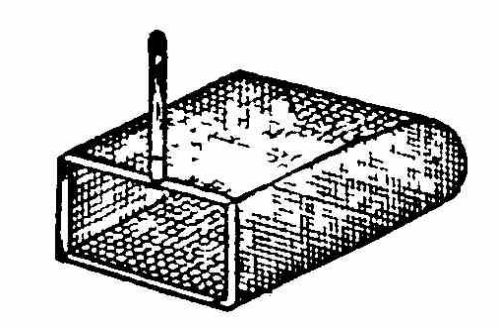


Figura 2.77 Batometru plasă

La cursurile de apă mici măsurarea debitului aluviunilor târâte se poate face şi prin practicarea unui şanţ, cu dimensiuni cunoscute, aşezat perpendicular pe albie. Determinarea aluviunilor târâte captate de şanţ se efectuează prin ridicări hidrografice succesive ale configuraţiei şanţului [Giurma I., 1997].

B) CALCULUL DEBITULUI SOLID TÂRÂT

Calculul debitului solid târât se face prin următoarele metode:

a) Metoda analitică - presupune însumarea aluviunilor târâte parţiale (debitul care trece printre două verticale) pe întreaga secţiune.

$$G = \sum_{i=1}^{n} \Delta Gi = \sum_{i=1}^{n} \frac{g_i + g_{i+1}}{2} l_i \qquad (2.57)$$

unde: g_i, g_{i+1} sunt debitele parţiale târâte transportate de râu în verticala ***i*** pe lăţimea ***b*** a batometrului [***g/m s***]; l_i, distanţa dintre verticalele ***i*** şi ***i+1***.

b) Metoda grafomecanică, constă în trasarea curbei de variaţie a debitelor elementare târâte şi planimetrarea suprafeţei cuprinse între această curbă şi linia apei corespunzătoare nivelului de calcul.

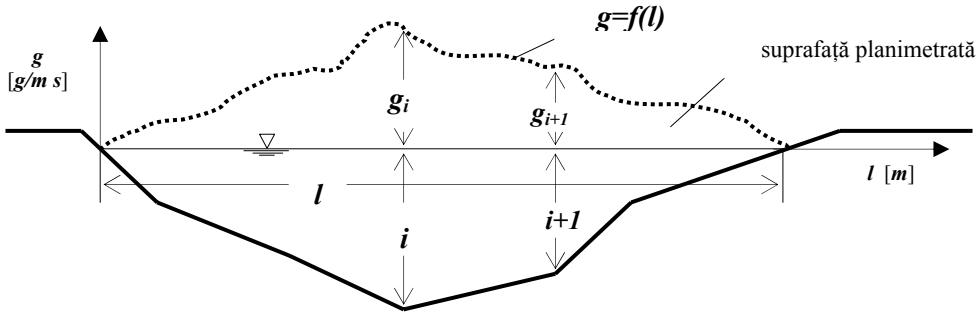


Figura 2.78 Graficul variaţiei debitului solid târât prin metoda grafomecanică

c) **Metoda grafoanalitică**, constă în trasarea curbei de variație a debitelor elementare târâte şi calculul suprafețelor cuprinse între această curbă şi linia apei aplicând formula (figura 2.79):

$$G = \frac{1}{2} g_1 l_0 + \frac{g_1 + g_2}{2} l_1 + ... + \frac{g_i + g_{i+1}}{2} l_i + ... + \frac{1}{2} g_n l_n \qquad (2.58)$$

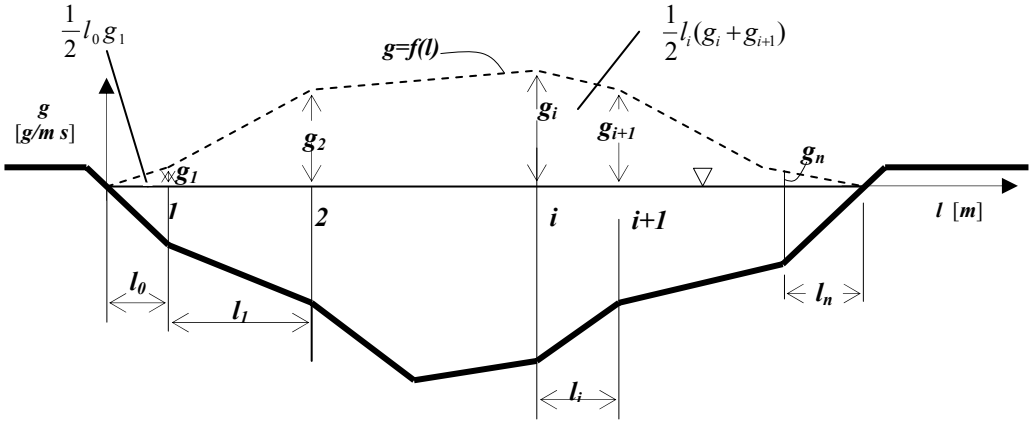


Figura 2.79 Graficul variației debitului solid târât prin metoda grafoanalitică

C) MĂSURAREA DEBITULUI SOLID ÎN SUSPENSIE

Aparatele folosite pentru măsurarea cantității de aluviuni în suspensie transportate de cursurile de apă, se numesc batometre. Cantitatea de apă necesară a fi recoltată depinde de turbiditatea apei. La turbidități foarte ridicate (5÷10 g/l) se recoltează probe de 0,5 l, iar la turbidități foarte mici (sub 0,01÷0,02 g/l) se recoltează probe de apă de 2 ÷ 5 l.

Determinarea debitului solid al aluviunilor în suspensie se obține prin măsurători simultane, de viteză a apei şi a concentrației aluviunilor, într-un număr de puncte ale secțiunii de curgere a râului [Giurma I., 1997].

Dintre tipurile de batometre utilizate se prezintă în figura 2.80 batometrul Jukovski-Kolle. Aparatul constă dintr-un recipient metalic de formă cilindrică, cu axul orizontal, prevăzut cu clapete la cele două capete în poziție închisă prin resorturi. Batometrul este scufundat la adâncimea necesară, prin tije având cele două clapete deschise prin cablurile acționate de operator de la suprafața cuentului de apă. După umplerea cu apă a recipientului şi uniformizarea curentului, se închid brusc clapetele prin eliberarea celor două cabluri [Giurma I., ş.a., 1980].

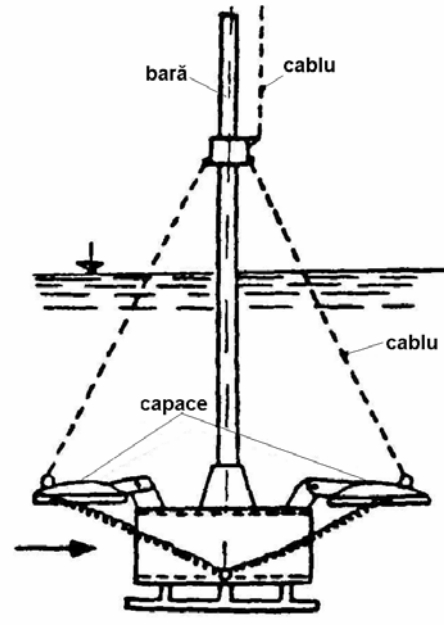


Figura 2.80 Batometru pentru aluviuni în suspensie

Din conținutul batometrului se separă partea solidă prin operații de filtrare sau de centrifugare, după care suspensiile se usucă şi se cântăresc (***p***, [g]) şi prin raportare la volumul total al probei ***W*** [cm^3] se exprima concentrația aluviunilor în suspensie prin relația:

$$\rho = 10^6 \frac{p}{W} \quad [g/cm^3] \qquad (2.59)$$

Concentrația de aluviuni în suspensie variază în secțiunea transversală a unui curent de apă aşa cum se arată în figura 2.81 Cantitatea de aluviuni în suspensie este maximă la fundul albiei şi descreşte spre suprafața curentului de apă unde este minimă şi de asemenea se înregistrează valori mai mari în firul curentului față de celelalte zone din secțiune.

D) CALCULUL DEBITULUI SOLID ÎN SUSPENSIE

În punctele în care se fac măsurători de viteza se fac şi colectări de probe de apă tulbure cu care se fac determinări ale concentrației de aluviuni prin filtrare şi cântărire.

$$\rho = \frac{p}{W} \qquad [g/l] \qquad (2.60)$$

Dacă se notează cu ρ concentrația medie a aluviunilor în suspensie de pe o verticală (determinată prin măsurători cu batometrul în diferite puncte de pe aceeaşi verticală), cu v_{med} viteza medie pe verticală, cu h adâncimea apei în dreptul verticalei şi cu l semisuma distanțelor dintre verticalele considerate într-o secțiune a albiei, debitul total de aluviuni în suspensie pentru un anumit nivel al apei se poate exprima prin:

$$R=0,5\ [h_1\ v_{med,1}\ \rho_1\ l_1 +(\ h_1\ v_{med,1}\ \rho_1+ h_2\ v_{med,2}\ \rho_2)\ l_2 +...+ h_n\ v_{med,n}\ \rho_n\ l_{n+1}] \qquad (2.61)$$

La cursurile de apă importante, cu adâncimi mari, pentru determinarea concentrației de aluviuni, se recomandă utilizarea instalației alcatuită dintr-o priza de apă montată la capătul unui conducte flexibile, prin care se extrag probe de apă cu ajutorul unei pompe fixate la bordul unei ambarcațiuni.

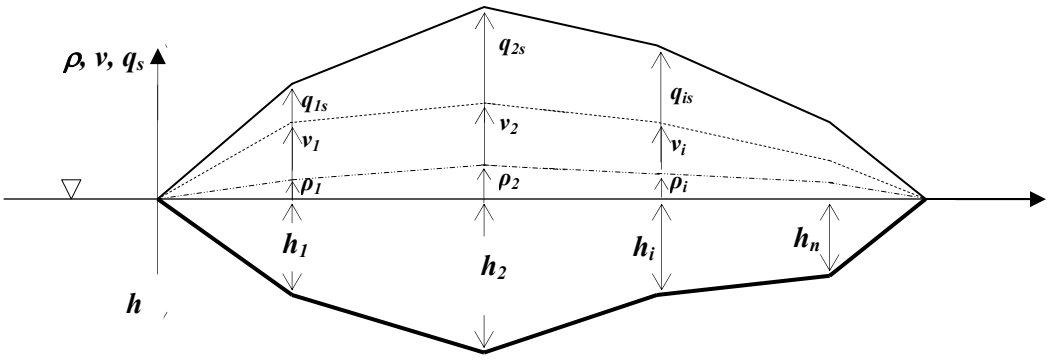


Figura 2.81 Diagrama debitului de aluviuni în suspensie

Într-o secțiune transversală a unui râu putem avea următoarele tipuri de măsurători:
- complete care se fac în toate verticalele de viteză, în toate punctele standard;
- la $0,6\ h$ în toate verticalele de viteză;
- la suprafață;
- simple, doar în anumite puncte şi anumite verticale.

Metodele de calcul ale debitului solid în suspensie sunt:

a) Metoda analitică, care presupune calculul debitelor parțiale de aluviuni în suspensie ΔR_i şi însumarea lor pe întreaga secțiune:

$$R = \sum_{i=1}^{n} \Delta R_i = \sum_{i=1}^{n} \frac{\bar{\alpha}_i + \bar{\alpha}_{i+1}}{2} A_{i,i+1} \qquad (2.62)$$

unde: $A_{i,i+1}$ este suprafața parțială cuprinsă între două verticale vecine

de prelevare a probelor; $\overline{\alpha}_i$, $\overline{\alpha}_{i+1}$ sunt debitele de aluviuni în suspensie, unitare medii pe verticalele respective, acestea calculându-se cu formule asemănătoare cu cele folosite la calculul vitezelor medii pe verticală pe baza punctelor standard.

De exemplu, pentru o verticală în care s-au măsurat debite de aluviuni în suspensie în cinci puncte (la suprafață, 0.2 h, 0.6 h, 0.8 h şi la fundul albiei) se foloseşte formula:

$$\overline{\alpha} = 0{,}1(\rho_s v_s + 3\rho_{0,2h} v_{0,2h} + 3\rho_{0,6h} v_{0,6h} + 2\rho_{0,8h} v_{0,8h} + \rho_f v_f) \qquad (2.63)$$

unde: $\rho = \frac{p}{W}$ este concentrația de aluviuni în suspensie determinată prin filtrare şi cântărire [***g/l***]; v_i, viteza medie în punctul de măsurare [***m/s***].

Pentru cazul general formulele sunt prezentate în tabelul 2.4.

Tabelul 2.4 Calculul debitelor de aluviuni în suspensie unitare medii

Punctele standard de măsurare	Formula debitului solid în suspensie unitar mediu [$g/m^2 s$]
0,6 h	$\overline{\alpha}_m = \rho_{0,6\,h}\ v_{0,6h}$
s, f	$\overline{\alpha}_m = 0{,}5\ (\rho_s v_s + \rho_f v_f)$
0,2h ; 0,6 h ; 0,8 h	$\overline{\alpha}_m = \frac{1}{4}(\rho_{0,2h} v_{0,2\,h} + 2\rho_{0,6h} v_{0,6h} + \rho_{0,8h} v_{0,8h})$
s; 0,2h; 0,6 h; 0,8 h; f	$\overline{\alpha}_m = \frac{1}{10}(\rho_s v_s + 3\rho_{0,2h} v_{0,2\,h} + 3\rho_{0,6h} v_{0,6h} + 2\rho_{0,8h} v_{0,8h} + \rho_f v_f)$

b) **Metoda grafomecanică** - constă în trasarea curbei de variație a debitelor unitare medii de aluviuni în suspensie şi planimetrarea suprafeței cuprinse între această curbă şi linia apei corespunzătoare nivelului de calcul.

c) Metoda grafoanalitică - constă în determinarea suprafeței determinate ca la metoda grafomecanică şi calculul acesteia ținând seama de figurile geometrice formate între verticalele de măsurare.

2.13. MĂSURAREA COLMATĂRII LACURILOR

Pentru determinarea cantitativă a colmatării lacurilor (calculul volumului de aluviuni depus) se prelucrează măsurătorile obținute prin ridicări clasice topogeodezice, ridicări batimetrice, cu ajutorul ecosondelor, prin metode fotogrammetrice, cu sonde electronice etc. În prelucrarea datelor obținute prin aceste metode se observă un volum mare de calcule

manuale şi apariția de erori în evaluarea rezultatelor finale; acest fapt a impus cu necesitate elaborarea şi implementarea unor metode şi algoritmi numerici pe calculatorul electronic.

Pornind de la discretizarea cuvei lacului (considerată rectangulară) şi având cotele în nodurile rețelei, se stabileşte o funcție bidimensională ***f*(*x,y*)**, care descrie situația colmatării, funcția obținută se integrează pe domeniul plan considerat, obținând cu precizia impusă volumul total de aluviuni colmatate în lac [Giurma I., 1997].

2.13.1. DETERMINAREA PRIN APROXIMAREA POLINOMIALĂ ÎN DOUĂ DIMENSIUNI A FUNCȚIEI „*f*”

Fie Δ_1=[a, b] şi Δ_2=[c, d] compacte reale şi divizările asociate σ_1: $a = X_0 < X_1 < ... < X_n = b$ şi σ_2 : $a = Y_0 < Y_1 < ... < Y_n = d$.

Se cere determinarea funcției ***f*** care satisface condițiile de interpolare:

$$\begin{cases} f(x_i, y_i) = f_{i,j} \quad \textbf{pentru} \quad i=\overline{0,n} \quad j=\overline{0,m} \\ f : [a,b] \times [c,d] \rightarrow \mathbf{R}^2 \end{cases} \tag{2.64}$$

Se determină funcția z=p(x,y) astfel încât:

$$p(x_i, y_i) = f(x_i, y_i) \qquad i=\overline{0,n} \quad j=\overline{0,m} \tag{2.65}$$

de forma

$$p(x, y)= \sum_{i=0}^{n} \sum_{j=0}^{m} a_{ij} \cdot x^i y^j \tag{2.66}$$

Relația (2.66) se poate rescrie:

$$\begin{aligned} p(x, y) = a_{00} + a_{10}\, x + a_{20}\, x^2 + ... + a_{n0} x^n + y(a_{01} + a_{11}\, x + \\ + a_{21}\, x^2 + ... + a_{n1} x^n) + ... + y^m (a_{0m} + a_{1m}\, x + a_{2m}\, x^2 + ... + a_{nm} x^n) \end{aligned} \tag{2.67}$$

Determinarea funcției polinomioale în două dimensiuni, revine la calcularea coeficienților a_{ij}, pentru $i=\overline{0,n}$ şi $j=\overline{0,m}$.

Fie $A = (a_{ij})i = i=\overline{0,n}$, $j=\overline{0,m}$, iar T simbolul pentru transpusa unei matrici; relațiile (2.65) se pot detalia astfel :

$$\begin{cases} f_{00} = [1 \quad y_0^1 \quad \dots \quad y_0^m] \cdot A^T \cdot [1 \quad x_0 \quad \dots \quad x_0^n] \\ f_{01} = [1 \quad y_1^1 \quad \dots \quad y_1^m] \cdot A^T \cdot [1 \quad x_1 \quad \dots \quad x_1^n] \\ \dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots\dots \\ f_{nm} = [1 \quad y_m^1 \quad \dots \quad y_m^m] \cdot A^T \cdot [1 \quad x_n \quad \dots \quad x_n^n] \end{cases} \qquad (2.68)$$

Relațiile (2.68) constituie un sistem liniar de (n+1) · (m+1) ecuații cu ***n+1*** necunoscute a_{ij}.

Se observă că matricea coeficienților necunoscutelor sistemului (2.69) este:

$$\begin{bmatrix} Y & x_0 Y & \dots & x_0^n Y \\ .. & .. & \dots & .. \\ Y & x_n Y & \dots & x_n^n Y \end{bmatrix}, \text{ unde } Y = \begin{bmatrix} 1 & Y_0 & Y_0^1 & \dots & Y_0^m \\ & .. & .. & \dots & .. \\ 1 & Y_m & Y_m^{\,2} & \dots & Y_m^m \end{bmatrix} \qquad (2.69)$$

2.13.2. INTEGRAREA NUMERICĂ A FUNCȚIEI „f”

Aproximăm:

$$I = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{m} f_{i,j}, \qquad \text{unde: } I = \int_a^b \int_c^d f(x,y)\,dxdy \qquad (2.70)$$

Dezvoltând formula (2.70) se obține

$$I = \frac{hk}{4} \sum_{i=1}^{n+1} \sum_{j=1}^{m+1} a_{ij} \cdot f_{ij} \qquad (2.71)$$

unde a_{ij} sunt elementele unei matrici pentru $i = \overline{1, n+1}$, $j = \overline{1, m+1}$, dată prin:

$$ALFA = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 2 & \dots & 2 & 2 & 1 \\ 2 & 4 & 4 & \dots & 4 & 4 & 2 \\ 2 & 4 & 4 & \dots & 4 & 4 & 2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 2 & 4 & 4 & \dots & 4 & 4 & 2 \\ 1 & 2 & 2 & \dots & 2 & 2 & 1 \end{bmatrix}_{(n+1)(m+1)} \qquad (2.72)$$

Integrarea numerică se face prin construirea matricii ponderilor ALFA pentru discretizarea (***n, m***) fixată de utilizator, se citesc cotele $f_{i,j}$ în punctele de coordonate (x_i, y_j) și este furnizat volumul total colmatat, corespunzător suprafeței plane ***[a,b]*** x ***[c,d]*** [Giurma I., 1997].

2.14. HIDROMETRIA APELOR SUBTERANE

2.14.1. HIDROMETRIA NIVELURILOR APELOR SUBTERANE

Măsurarea nivelului apelor subterane în foraje se face cu un dispozitiv format dintr-un fir de care este suspendat un fluier, ce emite un sunet la contactul cu apa, nivelul fiind cunoscut după măsurarea lungimii firului; se mai foloseşte un aparat care în locul fluierului este prevăzut cu o sondă electrică ce conectează în circuit un avertizor sonor sau vizual. Aceste aparate au o serie de dezavantaje printre care amintim: imposibilitatea efectuării măsurătorilor în foraje înclinate, erori mari în special la forajele cu nivel hidrostatic de mare adâncime, imposibilitatea efectuării măsurătorilor în forajele parțial obturate, proceduri de măsurare rudimentare comparativ cu nivelul actual de dezvoltare al tehnicii, durata măsurătorilor este mare etc.

În funcție de aparatele folosite cât şi de scopul urmărit, citirea nivelurilor se face periodic sau este înregistrată continuu (când la capătul superior al forajului este prevăzut un limnigraf).

Nivelurile apelor subterane obținute sunt valori relative şi se transformă în niveluri absolute (raportate față de nivelul mării). Cu ajutorul nivelurilor absolute obținute la posturile rețelei hidrometrice subterane la data efectuării măsurătorilor pot fi trasate liniile echipotențiale numite hidroizohipse (linii de egal nivel).

Regimul nivelurilor apelor subterane pentru întreaga rețea hidrometrică, este dat de hărțile de izolonii trasate pentru valorile maxime, medii şi minime ale nivelurilor. Sensul şi direcția curenților subterani se pot stabili cu ajutorul liniilor de curent care sunt perpendiculare pe liniile echipotențiale [Giurma C.R., ş.a., 2003].

A. STABILIREA DIRECȚIEI DE SCURGERE A APELOR SUBTERANE ŞI A NIVELURILOR

Sunt cunoscute metode şi aparate pentru determinarea direcției de curgere a apelor subterane, care folosesc trasori radioactivi care prezintă următoarele dezavantaje:

- utilizează aparatură complicată pentru depistarea trasorului radioactiv;
- manipularea substanțelor radioactive necesită personal de înaltă calificare;
- se pot produce accidente de infestare radioactivă a mediului înconjurător.

Există dispozitive pentru determinarea direcției de curgere a apelor subterane, care înlătură aceste dezavantaje prin aceea că sunt alcătuite dintr-un aparat portabil pentru foraje şi piezometre, având sonda de măsură montată într-un circuit electronic pentru determinarea conductivității apei, rezultatul măsurătorii fiind afişat pe un ecran cu cristale lichide; un număr

de patru asemenea aparate sunt montate deasupra unor foraje aflate la distanțe egale între ele şi față de un foraj central în care se introduce la un moment dat un marcator chimic, ce va modifica conductivitatea apei; direcția de curgere a apei subterane se va stabili după indicațiile conductivității măsurate în cele patru foraje executate conform punctelor cardinale N-S şi E-V.

Dispozitivul prezintă următoarele avantaje:

- utilizează pentru determinarea direcției de curgere marcatori chimici;
- este o metodă economică;
- nu afectează mediul înconjurător;
- după rezultatul măsurătorilor de conductivitate se pot determina şaisprezece direcții de curgere.

Dispozitiv pentru determinarea direcției de curgere a apelor subterane (figura 2.83) este format dintr-un aparat portabil pentru foraje şi piezometre 1, în sine cunoscut, montat deasupra forajului 2, la cota superioară de referință, sonda 3 de măsurare a nivelului apei poate fi utilizată şi la măsurarea conductivității apei; pentru aceasta sonda 3 se introduce într-o conductă de plastic 4 în vederea evitării contactului electric în timpul balansului cu pereții metalici ai forajului sau a firului de masă 5 dacă conducta forajului este de plastic; măsurarea conductivității apei subterane se realizează conectând un conductometru C portabil la bornele M şi S [Giurma C.R., 1999; Giurma C.R., 2005].

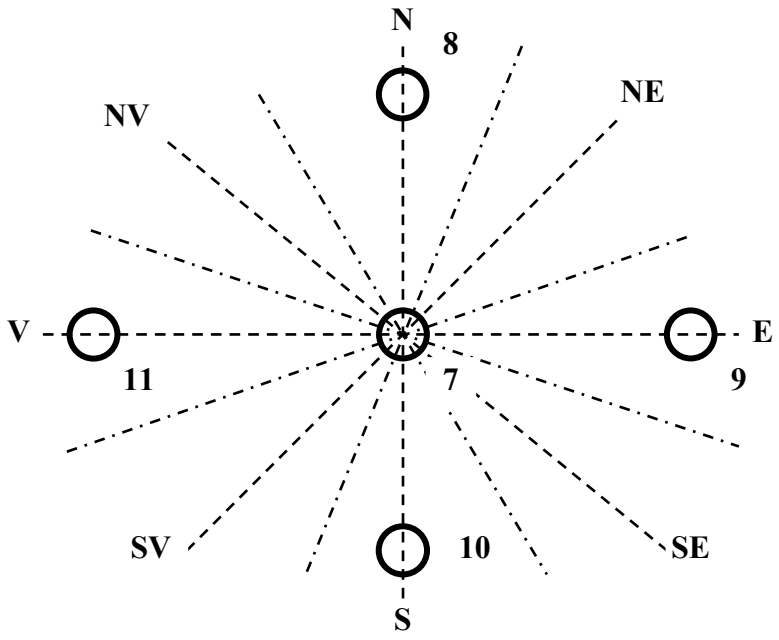


Figura 2.82 Amplasamentul forajelor pentru măsurarea direcției de curgere a apelor subterane

Borna M este în legătură cu firul metalic 5 care este introdus în apa din foraj prin lestare dacă conducta forajului 2 este din material plastic , iar dacă conducta forajului este metalică legătura cu borna se realizează printr-un conductor electric prins prin intermediul unui şurub; borna S este în legătură cu firul de suspensie 6 al sondei de măsură. Aparatul portabil pentru foraje şi piezometre utilizat special pentru determinări de conductivitate poate fi conectat la bornele M şi S cu un amplificator A care este astfel reglat electronic încât la o anumită valoare a conductivității să conecteze o sirenă piezo SP [Giurma C.R., 2004].

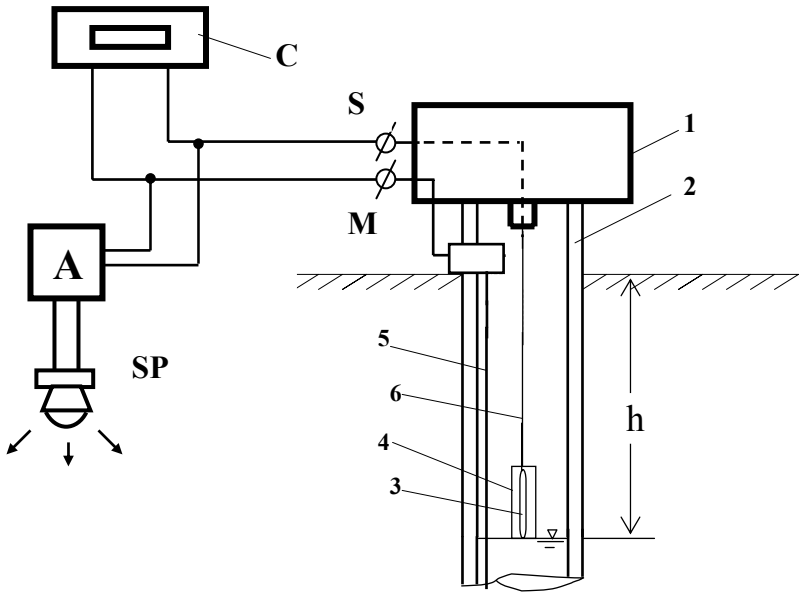


Figura 2.83 Schema bloc a dispozitivului de măsurare

Se introduce în apa subterană din forajul central 7 (figura 2.82) un marcator chimic cu mare dispersie în apă. Deasupra forajelor 8, 9, 10,11 se montează patru aparate portabile pentru foraje şi piezometre în sine cunoscute având sondele coborâte în contact cu apa subterană. Se cronometrează timpul scurs de la momentul lansării marcatorului şi până la apariția semnalului sonor generat de aparatul la care nivelul conductivității a crescut datorită prezenței într-o oarecare concentrație a marcatorului transportat de curenții de apă subterană. Dacă conductivitatea măsurată în două foraje de exemplu 11 şi 8 au aproximativ aceeaşi valoare atunci direcția de curgere va fi pe direcția NV. După valorile concentrațiilor măsurate se poate aprecia curgerea apei subterane după 16 direcții cardinale.

Măsurătorile clasice prezintă unele dezavantaje date de: imposibilitate efectuării măsurătorilor în foraje înclinate, erori mari în special la forajele cu nivel hidrostatic la mare adâncime, imposibilitatea

efectuării măsurătorilor în foraje parțial obturate, durata mare a măsurătorilor etc.

Un aparat care elimină aceste dezavantaje este aparatul care utilizează undele staționare. Aparatul este format dintr-un generator de frecvență variabilă, conectat cu un bloc de alimentare, urmat de un amplificator care amplifică semnalul de la un sesizor (4), semnal vizualizat cu ajutorul unui instrument de măsură (5); generatorul de frecvență variabilă emite un sunet prin intermediul unui difuzor (6). Tubul de foraj poate fi considerat un tub obturat la capătul de jos de apă şi liber la capătul superior, fapt ce va permite formarea unei unde staționare pentru frecvențe diferite ale sunetului, localizându-se un număr impar de $\lambda/4$ pe întreaga lungime a coloanei de aer.

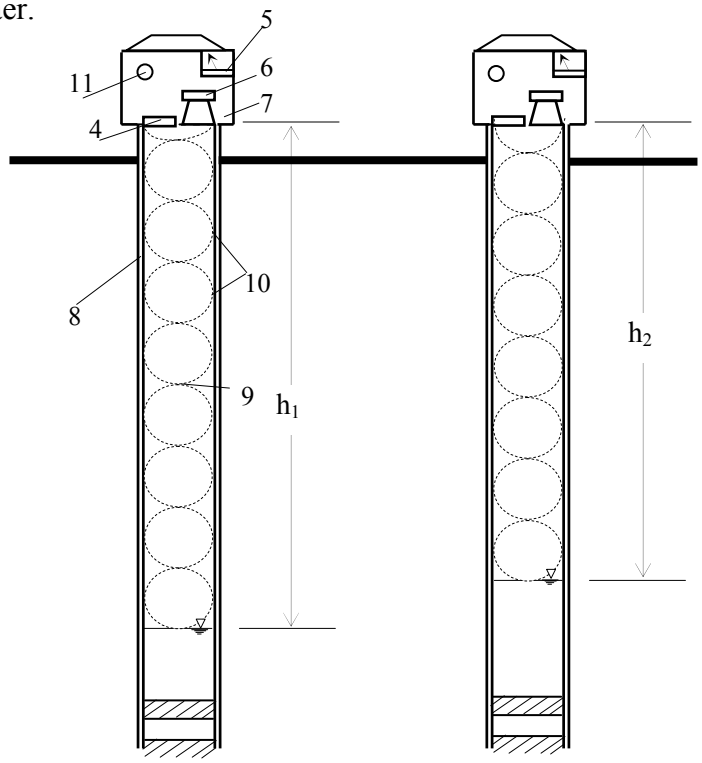


Figura 2.84 Schema procedeului de măsurare cu unde staționare

Difuzorul (6) şi sesizorul de maxim (5) sunt dispuse pe o placă fonoabsorbantă (7) în aşa fel încât să fie orientată spre orificiul puțului de foraj (8), primul pentru a provoca vibrația aerului din tub, al doilea pentru sesizarea momentului formării undelor staționare caracterizate printr-un număr de noduri (9) şi ventre (10) număr ce depinde de lungimea coloanei de aer de deasupra apei. Prin intermediul unui comutator (11) se variază frecvența generatorului până la apariția primului maxim sonor sesizat şi vizualizat de aparatul de măsură (5) notându-se frecvența ν_1. Se continuă

apoi până la apariţia maximului imediat următor, ce apare la frecvenţa ν_2. Lungimea coloanei de aer de deasupra nivelului apei rezultă aplicându-se formula:

$$L = \frac{C}{2(\nu_2 - \nu_1)} \qquad (2.73)$$

unde C este viteza sunetului în aer.

Pentru diferite perechi de frecvenţe, rezultă diferite lungimi ale coloanei. În vederea măririi preciziei de măsurare se procedează la mai multe determinări de maxim sonor pe grupe de frecvenţe, aplicându-se şi o corecţie datorită variaţiei vitezei sunetului, cu temperatura.

2.14.2. HIDROMETRIA VITEZEI APELOR SUBTERANE

Măsurarea vitezei unui curent subteran se poate face prin metoda amestecului care constă în introducerea în apa subterană a unor substanţe şi se urmăreşte de-a lungul unui traseu viteza amestecului apă-substanţă, care se aproximează cu viteza medie a apei subterane.

Schema unei astfel de instalaţii este prezentată în figura 2.85. Instalaţia este formată din trei tuburi piezometrice (două apropiate şi unul distanţat). În primul tub se introduce o soluţie concentrată de clorură de sodiu (NaCl), iar celelalte două tuburi fac parte fiecare din circuite electrice prevăzute cu miliampermetre (A_1 şi A_2).

Amestecul apă-soluţie ajunge în dreptul acestor tuburi cu diferite concentraţii funcţie de distanţa de transport. Concentraţia amestecului este tradusă în intensităţi prin intermediul circuitelor electrice.

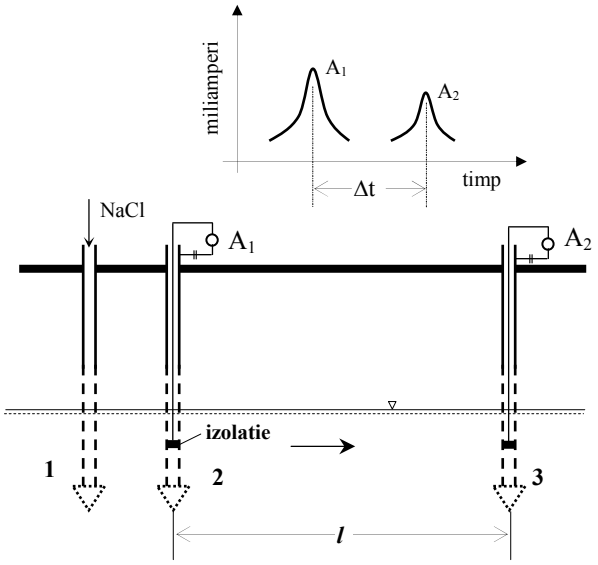


Figura 2.85 Măsurarea vitezei curentului freatic prin metoda amestecului

Rezultă:

$$v = \frac{l}{\Delta t} \qquad (2.74)$$

unde l este distanța dintre tuburile piezometrice dotate cu circuite electrice; Δt, timpul de propagare a intensităților maxime pe lungimea l dintre cele două tuburi piezometrice.

2.15. MODERNIZAREA SISTEMULUI DE MĂSURARE, STOCARE, TRANSMITERE ŞI DISEMINARE A DATELOR HIDROLOGICE

Conform cerințelor şi obiectivelor noii politici europene în domeniul apelor, problemele actuale şi viitoare ale controlului cantității şi calității apei, administrării situațiilor de criză au făcut să apară cerințe de modernizare a sistemului de măsurare, stocare, transmitere şi diseminare a datelor hidrologice.

După anii 1990 s-a înregistrat o modificare majoră a accentului de la dezvoltarea resurselor de apă la administrarea acestora, aspectele calitative ale acestei administrări dezvoltându-se în mod semnificativ şi crescând în importanță.

2.15.1. CERINȚE DE DEZVOLTARE

Datorită faptului că sistemul de monitorizare şi prognoza de până în anul 2002, cu instrumente de înregistrare a datelor hidrometeorologice depăşite moral şi fizic, cu o lipsa de date în timp real pentru sistemul decizional, nu mai răspundea noilor orientări, s-au impus următoarele cerințe de dezvoltare:

a) automatizarea sistemului de obținere a datelor în timp real, de transmisie, concentrare şi procesare;

b) implementarea unui sistem de monitorizare a inundațiilor şi administrarea apelor în situații de criză şi prevenirea efectelor distructive ale apelor;

c) realizarea unui instrument util pentru suportul decizional al administrării resurselor de apă.

2.15.2 PROIECTELE LIFE MOSYM ŞI DESWAT

Proiectul **Life Mosym** este un proiect demonstrativ, aplicat în mai multe bazine pilot (râurile Arges, Mureş, Siret) şi stă la baza unui proiect nou la scară națională **DESWAT**. Ambele proiecte au următoarele obiective:

a) crearea de prototipuri pentru stațiile automate (fixe sau mobile), pentru parametri hidrologici cantitativi şi calitativi şi pentru parametri meteorologici, precipitații şi temperatură;

b) transferul de date de la senzori la stațiile automate şi mai departe la stațiile de concentrare prin folosirea unui software specializat. Datele colectate în timp real prin instrumente automate, conduc la creşterea calității acestora şi în mod substanțial la îmbunătățirea metodelor de minimizare a efectelor cauzate de precipitații;
c) utilizarea unor tehnologii georeferențiale noi de procesare a datelor (Sistem Informațional Geografic – G.I.S.), model digital de teren – M.T.D. şi imagini prin satelit;
d) realizarea unei hărți a zonelor cu risc ridicat de inundații; harta riscurilor de inundații şi zonele vulnerabile sunt instrumente folosite de factorii decizionali pentru a lua măsurile de pregătire pentru minimizarea vulnerabilității zonelor afectate de inundații şi pentru a sprijini din punct de vedere economic şi al mediului, măsurile de prevenire a inundațiilor.

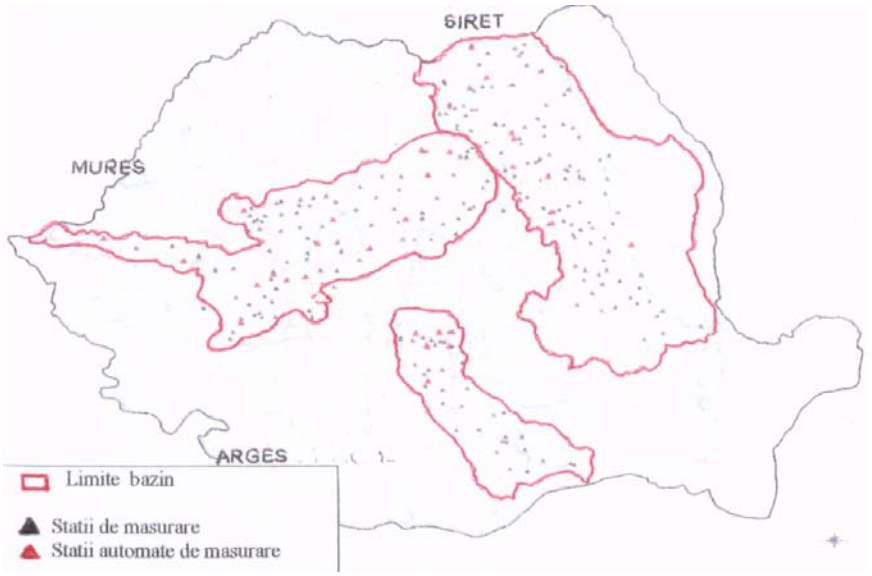


Figura 2.86 Amplasarea stațiilor hidrometrice automate în cadrul proiectului LifeMOSYM în bazinele hidrografice ale râurilor Mureş, Siret şi Argeş

2.15.3. MODERNIZAREA SISTEMULUI DE MONITORIZARE HIDROLOGICĂ

Modernizarea sistemului de monitorizare hidrologică consta în :
a) Automatizarea sistemului de obținere a datelor primare, prin folosirea stațiilor automate (580 stații cu senzor de nivel, aer, temperatura apei şi precipitații, 70 stații cu senzori hidraulici calitativi, oxigen dizolvat, conductivitate, pH, turbiditate);
b) Facilitate de transmitere a datelor folosind sistemul radio telefonic, GSM şi platforma de colectare a datelor prin satelit, METEOSAT.

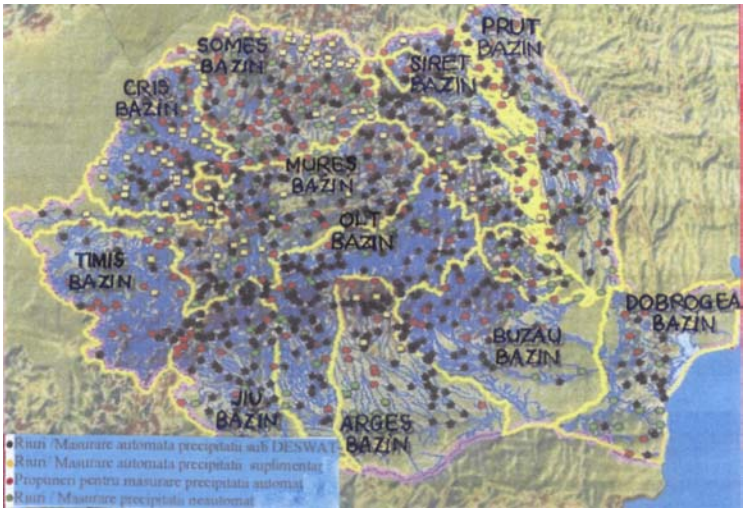


Figura 2.87 Amplasarea staţiilor automate de măsurare a precipitaţiilor în cadrul proiectului DESWAT

2.15.4. DEZVOLTAREA DE PROGRAME INFORMATICE DE INTEGRARE A DATELOR HIDROLOGICE

a) Asimilarea şi analiza unor cantităţi masive de date din diferite surse; senzori ai staţiilor hidrologice şi meteorologice, radar, sateliţi;
b) Interpretarea rapidă a tuturor acestor date folosind metode îmbunătăţite ale prognozelor.

2.15.5. STAŢIA HIDROMETRICĂ AUTOMATĂ PENTRU DETERMINAREA PARAMETRILOR CANTITATIVI ŞI CALITATIVI AI APEI

A. PRODUSUL HYDRAROM [I.N.M.H., 2002]

Staţia hidrometrică automată are funcţii de determinare, stocare şi transmitere de parametri cantitativi sau calitativi hidrologici în vederea prognozelor hidrometrice şi de alertare a sistemului informaţional din ţară, în caz de viituri, secetă, poluare.

Staţia automată are ca scop automatizarea reţelei hidrometrice naţionale de deservire, colectare, validare, prelucrare primară a datelor hidrometrice şi stocarea acestora în vederea valorificării superioare într-o etapă ulterioară.

Staţia hidrometrică automată este un echipament complex care permite măsurarea parametrilor cantitativi şi calitativi ai apei [Ştefanache D., Giurma C.R., 2004].

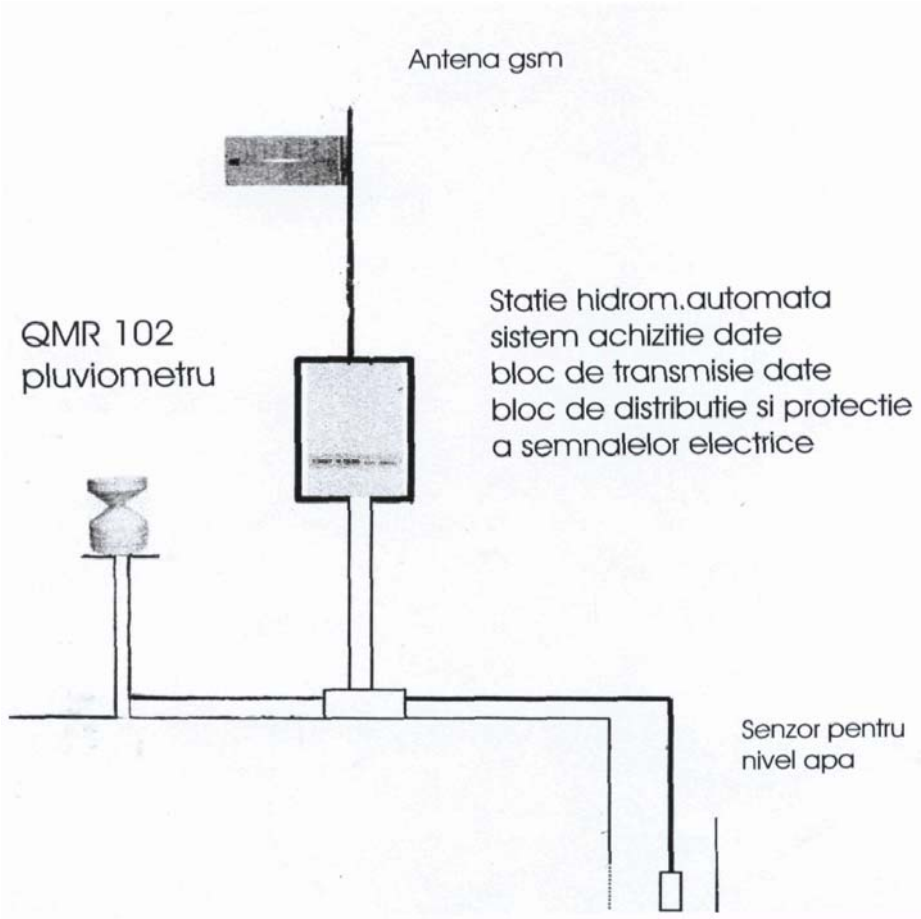


Figura 2.88 Staţia hidrometrică automată HYDRAROM

a1) Parametri cantitativi:

- nivelul apei;
- temperatura apei;
- temperatura aerului;
- cantitatea de precipitaţii.

a2) Parametri calitativi:

- conductivitatea apei;
- pH;
- potenţial redox;
- conţinut de oxigen.

Staţia automată HYDRAROM poate fi echipată cu următoarele tipuri de sonde de măsurare:

- pluviometru pentru determinarea cantităţii de precipitaţii ;
- nivelmetru incremental cu plutitor cu traductor de temperatură aer încorporat;

- sondă de temperatura apă;
- nivelmetru cu sondă de presiune cu traductor de temperatură apă;
- nivelmetru cu sondă radar;
- sondă multiparametrică pentru determinarea calității apei, pH, conductivitate, potențial redox, conținut de oxigen.

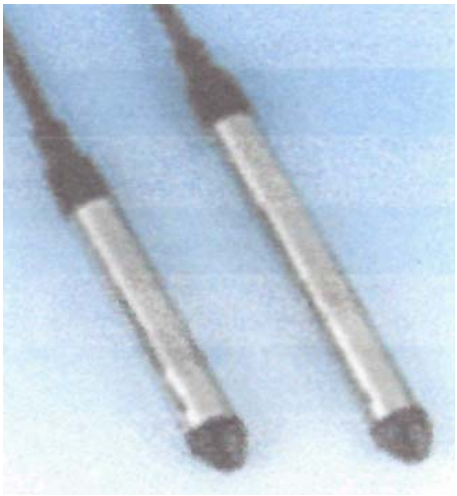


Figura 2.89 Senzori submersibili pentru măsurarea nivelului apei

Figura 2.90 Senzor ultrasonic pentru măsurarea nivelului apei (Lundahl′s DCU7210)

Figura 2.91 Sondă pentru calitatea apei (hidrolaborator Mini Sonde 4a – temperatura apei, pH, oxigen dizolvat, turbiditate, nivel, adâncime)

În funcție de configurația stației automate, precum şi funcție de specificul locului unde se instalează acestea, se stabilesc criteriile şi ordinea în care vor decurge operațiile de montare.

Stația automată poate fi montată:

- într-o incintă metalică deasupra tubului de limnigraf;

- într-o incintă metalică în apropierea apei;
- într-o incintă de lemn în apropierea apei;
- într-o incintă zidită în apropierea apei.

B) MONTAREA ŞI CONECTAREA SENZORILOR DE MĂSURARE

a) Pluviometru pentru determinarea cantității de precipitații

După ce se stabileşte locul de amplasare al pluviometrului se execută lucrările de montare a suportului de pluviometru şi a tubulaturii de protecție a cablurilor de legătură pluviometru-stație automată. Se realizează apoi conectarea pluviometrului la stația automată şi a adaptorului la rețeaua de 24V/18W. Adaptorul de rețea asigură funcționarea pluviometrului şi cu precipitați solide pe timp de iarnă.

Se verifică funcționarea pluviometrului cu stația automată, utilizând epruveta pluviometrică drept etalon. Cantitatea de lichid deversată în pluviometru, trebuie să coincidă cu indicația stației automate. Dacă aceste valori nu corespund, se efectuează reglajul mecanic, până la coincidența dintre valoarea indicată de epruveta pluviometrică cu cea a stației automate [Ştefanache D., Giurma C.R., 2004].

b) Limnimetru incremental cu plutitor

După ce se execută lucrările mecanice pentru fixarea suportului limnimetru incremental cu plutitor se procedează la montarea acestuia. Se reglează orizontalitatea şi verticalitatea cu ajutorul nivelei cu bulă. Se montează contragreutatea şi plutitorul de discul limnimetrului, după care se realizează conectarea limnimetrului la stație.

Dacă citirea de la mină nu corespunde cu citirea indicată de stație, se efectuează reglajul mecanic până la coincidența valorilor.

c) Sonda de măsurare a temperaturii apei

Sonda de măsurare a temperaturii apei, se instalează în acelaşi tub de limnigraf cu plutitorul nivelmetrului incremental. După conectarea sondei de temperatură apă la stație, se face verificarea citirilor, iar în cazul în care valorile nu coincid se efectuează o operație de recalibrare.

d) Nivelmentul cu sonda de presiune

Sonda de presiune poate fi montată într-o țeavă metalică sau de plastic, în poziție verticală sau înclinată față de albia râului. În timpul funcționării sonda de presiune necesită operațiuni de intervenție de curățire

a traductorului de presiune. Curățarea se realizează prin scoaterea sondei din apă, deşurubarea capacului de plastic de protecție a traductorului şi spălarea acestuia sub jet de apă.

După conectarea sondei de presiune la stație se verifică coincidența valorilor citite la miră şi cele indicate de sonda de presiune. În caz că cele două valori nu coincid se face calibrarea stației.

e) Sonda multiparametrică pentru determinarea calității apei pH, conductivitate, potențial redox, conținut de oxigen

C) COMPONENȚA PRODUSULUI

Produsul HYDRAROM se compune dintr-o carcasă metalică în interiorul căreia se află:

- sistemul de achiziție de date;
- blocul de transmitere a datelor;
- blocul de distribuție şi protecție a semnalelor electrice.

În exterior se află acumulatorul pentru alimentarea stației automate, antena pentru legătura G.S.M. sau radio precum şi sondele pentru măsurarea parametrilor specifici fiecărui punct hidrometric.

D) SISTEMUL DE ACHIZIȚIE DE DATE

a) Componența

Sistemul de achiziție de date are următoarea componență:

- unitatea de procesare cu micropocesor;
- memoria valorilor măsurate realizate cu circuite CMOS cu o capacitate de până la 45000 valori măsurate ce utilizează o procedură de memorare circulară;
- ceas de timp real integrat ce prezintă o eroare de maxim 5 minute pe an;
- interfața câmpului de colectare a datelor (fieldbus) pe patru fire care reprezintă o magistrală serială de transfer de date; prin această magistrală vor fi transferate unității de achiziție şi prelucrare valorile măsurate de la senzorii interfețelor de măsurare individuali. Interfețele de măsură sunt conectate direct la fieldbus printr-o unitate de conectare; aceasta din urmă asigură şi protecția la supratensiune a fieldbusului şi implicit a unității centrale.

b) Caracteristici

Sistemul de achiziție de date are următoarele caracteristici.

- temperatura de lucru : de la -25ºC la + 60 ºC

- gradul de protecție : IP 65
- interfață serială : RS 232
- mod de transmitere : asincron
- viteza de transmitere: 2400 – 19200 bits/s
- tensiunea de alimentare: 12 V, prin acumulator exterior
- tastatura cu 16 taste (10 taste numerice şi 6 taste de funcții) pentru operarea sistemului de achiziție
- afişaj alfanumeric L.C.D. de două linii a câte 40 caractere/linie; atât tastatura cât şi afişajul alfanumeric sunt protejate de umezeală.
- bateria tampon de litiu de 9 V pentru alimentarea memoriei valorilor măsurate şi a ceasului de timp real; datorită bateriei tampon cu litiu, chiar şi la căderea acumulatorului, valorile măsurate, stările parametrilor de funcționare precum şi data şi ora, rămân în continuare corect memorate.
- interfețe specializate pentru senzorii de măsurare a următorilor parametri: nivel de apă, temperatură apă, temperatură aer, cantitate de precipitații, conținut de oxigen, conductivitate, potențial redox, pH.
- interfață serială RS 232 pentru legătura cu sistemul de comunicație sau sistemul de calcul P.C.A.T.

c) Tastatura

Tastatura este alcătuită astfel:

- taste numerice pentru introducerea de valori numerice 0…9;
- semn premergător introducerii valorilor numerice şi paginării în timp a afişării valorilor măsurate memorate;
- punct decimal de introducere a valorilor numerice;
- taste săgeți ce permit baleierea între opțiunile de meniu afişate şi comutarea canalelor de măsură;
- tasta <RET>, tastă de selecție a opțiunii de meniu afişate;
- tasta <CLR>, tastă de corelație a valorilor numerice introduse, respectiv de terminare a unei opțiuni de meniu şi întoarcere în punctul de meniu ierarhic superior.

d) Supravegherea stării acumulatorului

În selecția meniului de bază sunt redate şi mesaje referitoare la starea de încărcare a acumulatorului cu plumb; aceste mesaje sunt direcționate din alimentarea echipamentului de achiziție şi prelucrare date, printr-un proces de măsurare a tensiunii; există două trepte:

- **Preavizare**

Acest mesaj recomandă înlocuirea imediată a acumulatorului cu plumb, care şi-a consumat deja 75% din capacitatea sa; sistemul de achiziţie şi prelucrare date poate lucra însă şi în continuare fără probleme.

Dacă după preavertizarea de mai sus acumulatorul nu se schimbă, mai târziu poate fi activată de către sistemul de achiziţie şi prelucrare date starea de descărcare la limita de jos a acumulatorului.

- **Avizare**

Limita de jos a tensiunii de descărcare este de 10,5 V; la această limită de jos, nu se mai efectuează înregistrări, iar sistemul de achiziţie şi prelucrare date se poate conecta prin apăsarea oricărei taste.

După scurgerea timpului de time –out (1 minut), echipamentul se va deconecta permanent. În cazul în care tensiunea acumulatorului se află sub limita de prag la care echipamentul mai poate lucra, sistemul de achiziţie nu se mai putea conecta prin acţionarea unei taste.

Pragul limită al tensiunii de alimentare pentru funcţionarea sistemului de achiziţie se află la circa 8,5 V. În cazul în care tensiunea de alimentare scade sub această valoare, starea de funcţionare a sistemului va fi starea de încărcare la limita de jos.

În afara acumulatorului, sistemul de achiziţie mai este dotat şi cu o baterie cu litiu care, chiar şi în condiţiile mai sus menţionate, permite alimentarea memoriei de valori de măsură şi a unităţii de timp real – dată/oră. În cazul în care tensiunea de alimentare depăşeşte valoarea de 8,5 V sistemul va lucra automat aşa cum a fost descris.

E) FUNCŢII ŞI OPERARE

a) Comenzile meniului

Toate funcţiile de deservire ale sistemului de achiziţie pot fi realizate prin intermediul afişajului şi a tastaturii. Suplimentar prin conectarea al un P.C. sau folosind transferul de date la distanţă prin intermediul unui modem împreună cu softul de evaluare instalat pe P.C. se pot executa toate funcţiile de deservire.

În regim de lucru normal, sistemul de achiziţie date se află în starea de stand-by, aceasta însemnând că este deconectat şi se conectează automat doar la momentele de timp de măsurare parametrizate. După efectuarea măsurătorii, sistemul de achiziţie se deconectează automat.

Prin acţionarea unei taste a sistemului de achiziţie, unitatea centrală trece în stare activă.

Sistemul de achiziţie de date dispune de un sistem ierarhic de parole format din două planuri de acces:

- **parolă utilizator:** domeniul limitat de funcţii pentru observatorii punctelor de măsură;

- **parolă de sistem:** sunt disponibile toate funcţiile.

b) Selectarea meniului de bază

Meniul este constituit ierarhic. În planul fiecărui meniu se va putea naviga cu ajutorul tastelor săgeată. Cu tasta <RET> se va activa meniul selectat.

c) Meniul utilizat la introducerea parolei utilizator

Valori actuale: - citirea valorilor instantanee
Valori memorate: - reprezentarea valorilor măsurate
Valori de control: - introducerea de valori de control
Mod automat: - afişarea tuturor canalelor de măsură conectate

d) Meniul utilizat la introducerea parolei sistem sau la operarea fără parolă

Valori actuale: - citirea valorilor instantanee
Valori memorate: - afişarea valorilor măsurate
Valori de control: - introducerea de valori de control
Mod automat: - afişarea tuturor canalelor de măsură conectate
Reglare timp: - controlarea, respective setarea datei şi orei
Modificare parametri: - controlul, respectiv modificarea parametrilor
Configurare: - setarea configuraţiei hardware
Calibrare : - realizarea diferitelor moduri de calibrare
Imprimator: - redarea listelor corespunzătoare prin intermediul interfaţei seriale şi afişarea pe ecranul P.C.-ului
Valori măsurate: - transmisia permanentă a canalelor active prin interfaţa serială redarea tuturor valorilor instantanee pe ecranul P.C.-ului conectat.

F) BLOCUL DE TRANSMISIE DE DATE

Transmisia de date se face în trei variante în funcţie de condiţiile impuse de punctul de măsurare hidrometric:

- modem telefonic;
- modem GSM;
- modem radio.

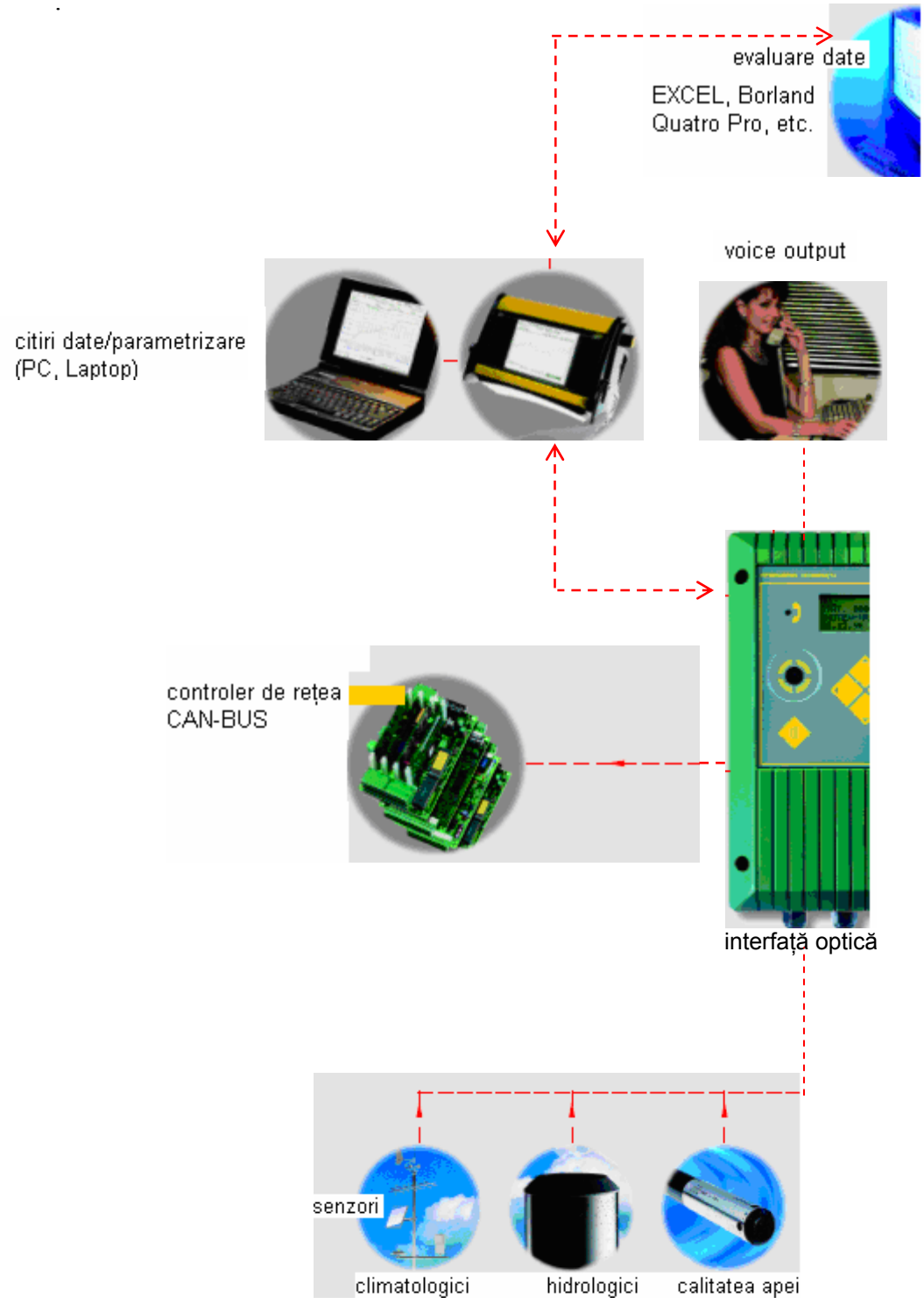


Figura 2.92 Schema colectării, transmisiei şi prelucrării datelor

3. BAZELE STATISTICO-MATEMATICE ALE HIDROLOGIEI

3.1. GENERALITĂȚI

A. STATISTICA MATEMATICĂ. DEFINIȚIE. SCOP

Prin teoria statisticii sau statistică matematică se înțelege disciplina care se ocupă cu formularea şi interpretarea legilor de comportare a *fenomenelor de masă* (inaccesibile metodelor deterministe) sau a *fenomenelor aleatoare.*

Legitățile statistice trebuie interpretate ca *tendințe predominante* ale fenomenelor de masă şi pot fi evidențiate numai în condițiile unui *număr suficient de mare de observații* asupra ansamblului studiat.

În domeniul hidrologiei, sarcina de a obține informații primare asupra mărimilor hidrologice revine în special hidrometriei, iar totalitatea datelor privind răspândirea, cantitatea şi variația apelor de suprafață şi subterane constituie *fondul hidrologic.*

Prin prelucrarea statistică a datelor din fondul hidrologic este posibilă obținerea unor parametri caracteristici necesari pentru *dimensionarea* şi *exploatarea* lucrărilor hidrotehnice, ca şi pentru elaborarea de *prognoze hidrologice*.

Deci, informațiile referitoare la regimul hidrologic al surselor de apă permit valorificarea potențialului pozitiv al apelor (apa constituind o importantă resursă naturală şi materie primă), precum şi controlarea potențialului negativ al acestora (care se manifestă în special prin efectul distructiv al excesului de apă) [Drobot R., 1997].

B. VARIABILE DETERMINISTE; VARIABILE ALEATOARE

În primul rând, trebuie făcută distincția între mărimile deterministe şi cele aleatoare sau stohastice. Dacă un anumit fenomen depinde de un număr restrâns de cauze cunoscute, variabilele care definesc acest fenomen sunt de tip *determinist*; caracteristic mărimilor deterministe este legătura directă între cauză şi efect (în sensul mecanicii newtoniene).

În unele cazuri însă, fenomenul studiat depinde de o multitudine de cauze, de multe ori greu de descifrat. În aceste condiții, fenomenul este tratat independent de cauzele care îl produc, iar variabilele care îl caracterizează capătă un pronunțat caracter *aleator.*

Deci, o variabilă aleatoare este o mărime care, ca rezultat al unui experiment, poate lua o valoare oarecare din mulțimea valorilor posibile fără să se poată preciza dinainte care va fi această valoare. Realizarea unei anumite valori a variabilei aleatoare are un caracter pur întâmplător; termenul sinonim de variabilă stohastică pentru variabilă aleatoare evidențiază tocmai acest aspect (în limba greacă *stohosis* înseamnă presupunere sau conjunctură). De exemplu, prin aruncarea unui zar perfect omogen nu se poate anticipa care față va fi deasupra după cădere. La fel nu se pot preciza dinainte debitele maxime anuale de pe un curs de apă, din viitor.

În hidrologie sânt utilizate atât metode şi modele deterministe, cât şi metode şi modele probabilistice, alegerea unei abordări sau a celeilalte depinzând de cantitatea de informații disponibile sau de gradul de cunoaştere a fenomenului analizat.

C. CLASIFICAREA VARIABILELOR ALEATOARE

Variabilele aleatoare sunt de tip **discret**, atunci când iau o mulțime finită sau cel mult numărabilă de valori.

Variabilele aleatoare sunt **continue**, atunci când mulțimea valorilor lor este nenumărabilă; cu alte cuvinte o variabilă aleatoare continuă, poate lua orice valoare în intervalul ei de variație sau la limită pe întreaga dreaptă reală (deci între $-\infty$ şi $+\infty$).

Variabilele aleatoare mai pot fi clasificate în variabile *dependente* şi *independente*. Din punct de vedere intuitiv, două sau mai multe variabile aleatoare sunt independente dacă repartiția valorilor oricăreia dintre variabile nu este influențată de valorile pe care le iau celelalte variabile. În caz contrar, variabilele vor fi dependente.

D. POPULAȚIE STATISTICĂ. SELECȚIE

Prin populație statistică se înțelege orice colectivitate care face obiectul unui studiu statistic. Populația statistică poate fi interpretată drept *mulțimea tuturor valorilor posibile* ale unei variabile aleatoare. Elementele componente ale unei populații se numesc unități ale populației. Numărul ***N*** al unităților unei populații se numeşte *volumul populației*. În funcție de volumul populației, se disting populații finite şi populații infinite.

În hidrologie se recurge la cercetarea unor eşantioane sau selecții, putându-se trage concluzii referitoare la caracteristicile întregii populații, deoarece nu se dispune de întreaga gamă de valori posibile ale unor variabile aleatoare ca: debite, niveluri, precipitații, temperaturi. Cu alte

cuvinte, în locul populației statistice se dispune de o mulțime finită de elemente observate: $x_1, x_2, \ldots, x_n$ adică de o *selecție sau eşantion de volum* n, unde n este numărul elementelor observate. Ca urmare, în hidrologie se pune problema de a determina o serie de caracteristici (debit cu o anumită probabilitate de depăşire, valoare medie, abatere medie pătratică etc.) ale unei populații statistice, deşi datele disponibile au un volum limitat n. Mai mult decât atât, dacă s-ar considera o altă selecție, de asemenea de volum n (dar referitoare la altă perioadă de măsurători), parametrii celor două selecții ar fi diferiți, deşi selecțiile fac parte din aceeaşi populație statistică. Variațiile rezultate de la o selecție la alta se numesc *fluctuații de selecție*.

Este evident că, cu cât numărul măsurătorilor (sau volumul selecției) este mai mare, cu atât semnificația rezultatelor obținute va fi mai ridicată.

În hidrologie se consideră în mod obişnuit că o selecție de volum $n > 25 \ldots 30$ oferă o precizie suficientă a calculului; atunci când volumul selecției este prea mic ($n < 20$), pentru a se elimina erorile la determinarea parametrilor statistici vor trebui introduse anumite corecții (de exemplu pentru coeficientul de variație sau coeficientul de asimetrie).

Pentru ca rezultatele obținute prin cercetarea unui eşantion să reflecte cât mai corect caracteristicile populației din care a fost selecționat, trebuie îndeplinite următoarele condiții:

a) populația din care se extrage selecția să fie cât mai omogenă;
b) volumul selecției să fie cât mai mare;
c) toate unitățile care formează selecția să fie extrase la întâmplare din populația studiată;
d) fiecare unitate a populației să aibă aceeaşi probabilitate de a face parte din selecție.

În cazul hidrologiei, unele condiții nu sunt îndeplinite decât într-o măsură redusă (de exemplu condiția *b*), în timp ce despre alte condiții nu se poate afirma dacă sunt sau nu îndeplinite (condițiile *a*, *c* şi *d*).

E. FRECVENȚĂ ABSOLUTĂ, FRECVENȚĂ RELATIVĂ, PROBABILITATE

Fie o selecție de volum n şi $x_1, x_2, \ldots, x_n$ valorile caracteristicii în ordinea extragerii, măsurate la cele n unități ale eşantionului.

De obicei aceste valori se ordonează crescător (sau eventual descrescător); ținând seama de faptul că unele valori pot fi egale, valorile distincte consecutive vor fi notate acum prin $x_1, x_2, \ldots, x_k$ ($k \leq n$). Trebuie menționat că valorile corespunzătoare indicilor din noua numerotare nu mai corespund cu cele din veche numerotare. Fie $n_1, n_2, \ldots, n_k$ numărul de apariții sau *frecvențele absolute* ale fiecărei valori; deci valoarea x_1 se

caracterizează prin frecvența absolută n_1, valoarea x_2 a variabilei prin frecvența absolută n_2 etc. Evident suma frecvențelor absolute este egală cu volumul selecției:

$$\sum_{i=1}^{n} n_i = n \tag{3.1}$$

Raportând frecvențele absolute la volumul selecției (deci numărul cazurilor favorabile, de apariție a unei valori la numărul total de cazuri posibile) se obțin *frecvențe relative*.

Frecvențele relative sunt deci definite astfel:

$$f_i = \frac{n_i}{n} \tag{3.2}$$

Dacă experimentul se repetă, considerând un volum n al selecției din ce în ce mai mare, se constată că frecvențele relative f_i tind să se stabilizeze; aceste valori către care tind la limită frecvențele relative în condițiile în care fenomenul ar fi supus în aceleaşi condiții unui număr nelimitat de probe, reprezintă de fapt *probabilitățile* p_i de realizare ale valorilor x_i (i = 1, 2, … , k).

Această lege statistică poartă denumirea de legea numerelor mari şi constituie în fond o expresie a legăturii dialectice dintre necesitate şi întâmplare.

Legea numerelor mari permite ca în practică probabilitățile să fie aproximate prin frecvențe relative; deci:

$$p_i = \lim_{n\to\infty} \frac{n_i}{n} \cong \frac{n_i}{n} \tag{3.3}$$

Cu alte cuvinte, frecvențele relative obținute după un număr mare de experiențe, pot fi folosite pentru aprecierea probabilităților de producere a unui eveniment aleator; în hidrologie, numărul minim de observații admis pentru a obține concluzii statistice corecte este aşa cum s-a mai notat de cel puțin 25 – 30.

$$\sum_{i=1}^{k} p_i = \sum_{i=1}^{k} \frac{n_i}{n} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k} n_i = \frac{n}{n} = 1 \tag{3.4}$$

adică suma probabilităților este unitară.

În continuare, vor fi prezentate câteva situații particulare interesante.

a) În cazul în care volumul selecției nu este prea mare, se consideră pentru scopuri practice că probabilitățile de apariție ale diverselor valori sunt egale între ele, având valoarea ***1/n***.

Această situație, se întâlneşte de altfel curent în prelucrarea datelor hidrologice şi în ultimă instanță a curbei teoretice a probabilităților de depăşire. Se pot da ca exemple şirul debitelor maxime sau minime anuale, al debitelor medii lunare, al debitelor medii anuale, al precipitațiilor anuale, al evapotranspirației etc. În toate aceste cazuri se dispune de regulă de un număr de maximum 20 … 50 valori.

b) În cazul în care variabila aleatoare este continuă, iar numărul n de măsurători este mare, se poate recurge la o grupare a acestor valori pe intervale egale. Frecvența absolută în acest caz va prezenta numărul de apariții în cadrul fiecărui interval, iar probabilitatea raportul dintre frecvența absolută a intervalului şi numărul total de probe. În hidrologie, acest procedeu este utilizat la construirea practică a graficului de frecvență al nivelurilor, plecând de la hidrograful de nivel dintr-o secțiune dată.

F. REPARTIȚII TEORETICE; REPARTIȚII EMPIRICE

Prin *repartiția* (sau distribuția) unei variabile aleatoare se înțelege exprimarea legii ei probabilistice, adică, a probabilității cu care variabila poate lua diverse valori din domeniul de variație.

S-a arătat că studiul unei colectivități sau al unui fenomen de masă se efectuează, în general, folosind selecții de volum limitat. Din acest motiv, rezultatele investigației statistice conțin un anumit grad de incertitudine, care nu poate fi eliminat decât prin cercetarea întregii populații statistice. Variabila aleatoare corespunzătoare studierii întregii colectivități se numeşte *variabilă teoretică* şi este evident diferită de *variabila empirică,* corespunzătoare selecției efectuate. Deci pe baza datelor obținute din măsurători se dispune de repartiția variabilei empirice (numită şi *repartiție empirică*) şi care este diferită de *repartiția teoretică* (necunoscută de altfel), corespunzătoare întregii populații.

Pentru a extinde rezultatele cercetării selecției la întreaga populație, repartițiile empirice vor fi aproximate prin repartiții teoretice, care să permită extrapolarea legităților statistice (descifrate pe eşantion) şi în afara domeniului valorilor măsurate [Drobot R., 1997].

3.2. VARIABILE ALEATOARE DISCRETE

3.2.1. REPARTIȚIA UNEI VARIABILE ALEATOARE DISCRETE

În cazul unei variabile aleatoare ***x*** de tip discret, repartiția constă în enumerarea tuturor valorilor posibile ale variabilei, precum şi a frecvențelor („probabilităților") corespunzătoare; reprezentarea rezultatelor se face sub forma unui tablou, numit tabloul repartiției (Tabelul 3.1).

Tabelul 3.1 Tabloul repartiției

Valori x_i	x_1	x_2.....	……x_i……	.....x_n
Frecvența f_i	f_1	f_2.....	……f_i.....	.....f_n

sau sub una din formele:

$$X = \begin{pmatrix} x_1 & x_2 & ....x_i.... & x_n \\ f_1 & f_2 & .....f_i.... & f_n \end{pmatrix}; \tag{3.5}$$

$$X: \quad \begin{pmatrix} x_i \\ f(x_i) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_i \\ f_i \end{pmatrix}; \quad i = 1, \ldots, n \tag{3.6}$$

În cazul repartițiilor empirice, f_i sunt valori numerice şi reprezintă frecvențele de apariție a valorilor x_i.

În cazul variabilelor discrete teoretice tabloul repartiției se scrie sub o formă similară:

$$X: \quad \begin{pmatrix} x_i \\ \text{Prob.}(x = x_i) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_i \\ p_i \end{pmatrix} \tag{3.7}$$

În acest caz, probabilitățile p_i de realizare a valorilor x_i (Prob ($x = x_i$) au exprimări analitice (ex: repartiția Poisson, repartiția Bernoulli etc.).

Mărimile $p_i = \text{Prob}(x = x_i)$ definesc mulțimea valorilor *funcției de probabilitate elementară*; prin abuz de limbaj această denumire este utilizată şi în cazul repartițiilor empirice.

Valorile funcției de probabilitate elementară reprezentând frecvențe relative sau probabilități, sunt cuprinse în intervalul [0,1].

Reprezentări similare ale repartiției frecvențelor se utilizează şi în cazul în care se dispune de un număr mare de valori discrete ale variabilei şi este necesară gruparea lor. Alteori înregistrările din măsurători sunt continue (de ex. cazul nivelurilor măsurate cu un limnigraf), dar pentru prelucrare se recurge la discretizare, adică la aproximarea funcției continue prin valori punctuale. Şi în aceste situații se impun gruparea valorilor pe intervale. Tabloul repartiției frecvențelor conține de regulă pe lângă intervalul de discretizare, atât frecvențele absolute, cât şi cele relative.

A. EXEMPLE DE REPARTIȚII DISCRETE

1)Distribuția discretă uniformă

În cazul în care funcția de probabilitate elementară $f(x_i)$ este constantă, distribuția se numeşte uniformă.

Pentru exemplificare, fie cazul unui şir de debite maxime anuale pe o perioadă de 25 ani. Fiecare debit realizându-se o singură dată în cei 25 ani, probabilitatea sa de apariție se consideră 1/25, iar repartiția variabilei aleatoare va fi:

$$Q_{max\ anual} : \begin{pmatrix} Q_i \\ \frac{1}{25} \end{pmatrix}; : i = 1, 2, \ldots, 25 \qquad (3.8)$$

În acest caz, funcția de probabilitate elementară $f(x_i) = 1/25$.

2) Distribuția *Bernoulli* (binomială)

Repartiția binomială se aplică acelor variabile care au doar două stări posibile dar complementare, adică realizarea sau nerealizarea unui eveniment (zi ploioasă – zi fără ploaie, plus – minus, zero – mai mare decât zero etc).

Pentru un număr infinit de încercări, se notează cu p probabilitatea de realizare a unui eveniment aleator şi cu $q = 1 - p$ nerealizarea sa. Atunci probabilitatea de realizare a evenimentului aleator de α ori în n experimente este dată de termenul general al dezvoltării binomului lui *Newton*:

$$(p+q)^n = C_n^n p^n q^0 + C_n^{n-1} p^{n-1} q^1 + \ldots + C_n^{\alpha} p^{n-\alpha} q^{\alpha} + \ldots + C_n^0 p^0 q^n \qquad (3.9)$$

În această formulă $C_n^\alpha = \frac{n}{\alpha!(n-\alpha)!}$. Evident ***p*** şi ***q*** complementare, $p + q = 1$.

Legea de repartiție va fi deci de forma:

$$X: \begin{pmatrix} n & n\text{-}1 & \ldots\alpha\ldots & \ldots 0 \\ p^n & C_n^{n-1}p^{n-1}q^1 & \ldots C_n^\alpha p^{n-\alpha}q^\alpha \ldots & \ldots C_n^0 q^n \end{pmatrix} \qquad (3.10)$$

Deoarece $p + q = 1$, rezultă că suma tuturor probabilităților va fi de asemenea egală cu 1.

Prima valoare reprezintă probabilitatea ca variabila ***X*** să ia valoarea *n*, adică evenimentul aleator să se realizeze în toate cele ***n*** experimente p^n. Se observă că pentru ***n*** mare, $p^n \to 0$ (*p* fiind subunitar), ceea ce era de aşteptat. Termenul general $C_n^\alpha p^{n-\alpha}q^\alpha$ reprezintă funcția de probabilitate elementară $f(\alpha)$ şi exprimă valoarea probabilității ca în cursul celor *n* experimente, evenimentul să se realizeze de α ori. Cele *n* experimente au fost presupuse independente, după modelul urnei lui *Bernoulli*.

B. REPREZENTAREA GRAFICĂ A REPARTIȚIILOR DISCRETE

Un rol important într-o primă examinare a variabilelor de selecție îl joacă graficele care se pot întocmi cu ajutorul lor (ele pot sugera tipul de repartiție teoretică cel mai adecvat pentru aproximarea repartiției empirice). Cele mai uzuale reprezentări sunt următoarele:

1) Reprezentare sub formă de batoane (figura 3.1)

Din dreptul fiecărei valori de selecție x_i (i = 1, 2, … , n) se ridică o perpendiculară (un baton) de lungime egală cu frecvența relativă (*probabilitatea*) sau frecvența absolută corespunzătoare. Această modalitate de reprezentare se utilizează şi în cazul repartițiilor teoretice, iar batoanele vor fi proporționale cu mărimea probabilităților de realizare a diverselor valori ale variabilei.

Fie repartiția discretă empirică:

$$X: \quad \begin{pmatrix} x_1 & x_2 \ldots x_i \ldots x_n \\ f_1 & f_2 \ldots f_i \ldots f_n \end{pmatrix} \qquad (3.11)$$

Reprezentarea repartiției sub formă de batoane se poate urmări în figura 3.1.

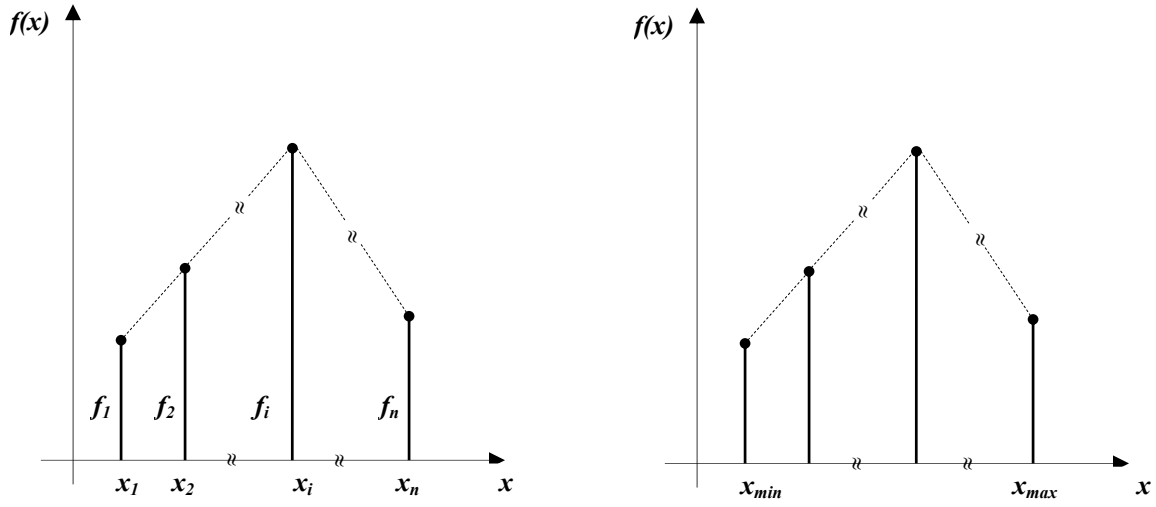


Figura 3.1 Repartiția frecvențelor sub formă de batoane şi de poligon.
a) variabile discrete cu număr redus de valori; b) variabile discrete grupate

În cazul variabilelor grupate, frecvențele absolute sau relative se vor reprezenta proporțional cu valoarea lor în mijlocul fiecărui interval de grupare.

2) Poligonul frecvențelor (poligonul repartiției probabilităților)

Fiecare punct din reprezentarea sub formă de batoane are coordonate (x_i, f_i) în cazul repartițiilor empirice şi (x_i, p_i) în cazul repartițiilor teoretice discrete.

Unind aceste puncte se obține o reprezentare mai expresivă (figura 3.1 linia punctată) numită *poligonul frecvențelor* (în cazul repartițiilor empirice) sau *poligonul repartiției probabilităților* (în cazul repartițiilor teoretice).

3) Histograma (reprezentarea sub formă de dreptunghiuri).

Considerând că fiecare valoare x_i a variabilei discrete de selecție reprezintă mijlocul bazei unui dreptunghi de înălțime n_i sau f_i se obține reprezentarea sub formă de *histogramă* (figura 3.2).

Reprezentarea sub formă de histogramă sau de poligon al frecvențelor (probabilităților) se foloseşte şi în cazul unei variabile aleatoare continue, dar discretizate pentru prelucrare.

În reprezentarea grafică, fiecare interval constituie baza unui dreptunghi al histogramei; considerând mijloacele laturilor de sus ale acestor dreptunghiuri şi unindu-le prin segmente de dreaptă se obține poligonul repartiției absolute sau relative.

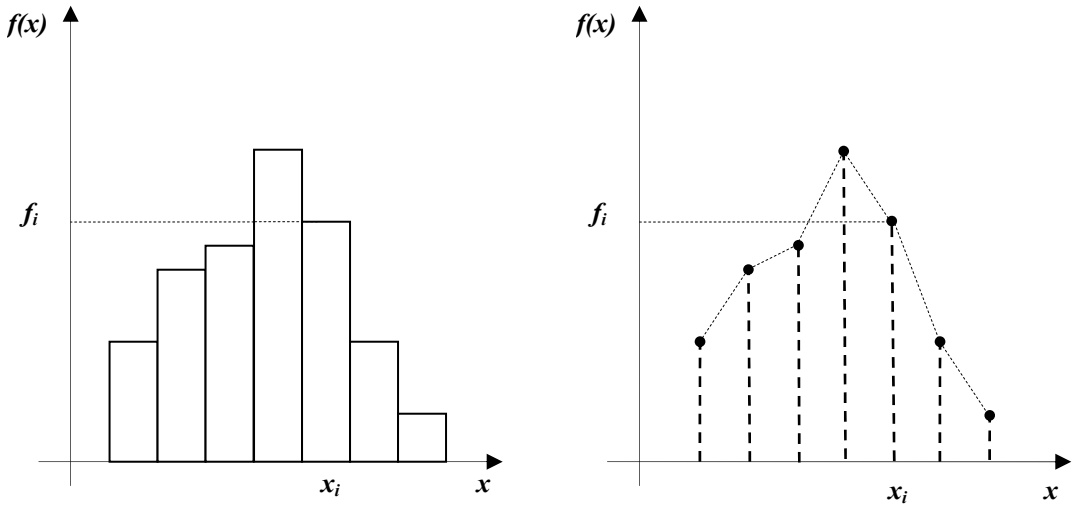


Figura 3.2 Reprezentarea sub formă de histogramă şi poligon al frecvențelor.

3.2.2 FUNCȚIA DE REPARTIȚIE A UNEI VARIABILE DISCRETE (FUNCȚIA CUMULATIVĂ A PROBABILITĂȚILOR)

Notațiile utilizate în continuare sunt cele de la repartițiile discrete teoretice; considerațiile expuse sunt valabile şi pentru repartițiile empirice (la care intervin frecvențe relative şi nu probabilități). Din punct de vedere al terminologiei, noțiunea de funcție de repartiție se utilizează atât în cazul repartițiilor empirice, cât şi al celor teoretice. Singura diferențiere între cele două categorii de repartiții se va face la reprezentarea grafică, când se va utiliza denumirea de poligon al frecvențelor sau al probabilităților, după cum este cazul. În mod obişnuit, nu se insistă prea mult asupra diferențelor de limbaj referitoare la cele două categorii de repartiții, având în vedere legea numerelor mari (deşi în hidrologie, în general nu se dispune de un număr suficient de mare de măsurători).

O altă modalitate de a caracteriza repartiția unei variabile aleatoare discrete o constituie utilizarea *funcției de repartiție*.

Fie variabila aleatoare *X*:

$$X: \begin{pmatrix} x_1 & x_2 \dots x_n \\ p_1 & p_2 \cdots p_n \end{pmatrix} \tag{3.12}$$

Se reaminteşte că valorile x_1, x_2, ..., x_n sunt ordonate crescător: $x_1 < x_2 < \ldots < x_n$. Prin definiție, funcția de repartiție ***F(x)*** reprezintă probabilitatea ca variabila aleatoare ***X*** să fie mai mică decât o valoare oarecare, particulară ***x***:

$$F(x) = \text{Prob}(X < x) \tag{3.13}$$

După cum rezultă din definiție, funcția de repartiție reprezintă o *probabilitate de nedepăşire.* Variabila aleatoare ***X*** va lua valori la stânga lui ***x***, în intervalul $(\text{x}_{\min}, x)$, cu o probabilitate egală cu $F(x)$.

Fie repartiția anterioară şi o valoare oarecare *x* fixată între x_k şi x_{k+1}.

$$X: \begin{pmatrix} & & \overset{x}{\downarrow} & \\ x_1 & x_2 \dots x_k & & x_{k+1} \dots x_n \\ p_1 & p_2 \cdots p_k & & p_{k+1} \cdots p_n \end{pmatrix} \tag{3.14}$$

Singurele valori pe care le poate lua ***X*** la stânga lui ***x*** sunt doar $x_1, x_2, \ldots, x_k$, variabila aleatoare fiind discretă.

Deoarece evenimentele constând în realizarea valorilor $x_1, x_2, \ldots, x_k$ sunt incompatibile două câte două, rezultă că probabilitatea ca variabila aleatoare ***X*** să fie mai mică decât valoarea fixată ***x*** poate fi calculată cu relația:

$$\begin{aligned} &\text{Prob}(X < x) = \text{Prob}(X = x_1) + \text{Prob}(X = x_2) + \ldots \\ &+\text{Prob}(X = x_k) = \sum_{x_i < x} \text{Prob}(\text{X} = \text{x}_\text{i}) = p_1 + p_2 + \ldots + p_k \end{aligned} \tag{3.15}$$

Deci, probabilitatea de nedepăşire a valorii **x** este egală cu suma probabilităților valorilor variabilei mai mici decât **x**. Din acest motiv, funcția de repartiție se mai numeşte şi funcția probabilităților cumulate sau funcția cumulativă a probabilităților [Drobot R., 1997].

A. PROPRIETĂȚI ALE FUNCȚIEI DE REPARTIȚIE

a) Deoarece funcția $F(x)$ reprezintă o probabilitate, conform definiției probabilităților va avea valori cuprinse între 0 şi 1 (sau 0 % şi 100 %):

$$0 \le F(x) \le 1 \tag{3.16}$$

b) Fie o serie de poziții particulare alei lui x: x', x'', x''' etc., aceste valori fiind situate între valorile discrete $x_1, x_2, \ldots, x_n$.

$$X: \begin{pmatrix} x' & & x'' & & x''' & x^{IV} & & x^N \\ \downarrow & x_1 & \downarrow & x_2 & \downarrow & \downarrow & x_3 \ldots x_k \ldots x_n & \downarrow \\ & p_1 & & p_2 & & & p_3 \ldots p_k \ldots p_n & \end{pmatrix} \tag{3.17}$$

În acest caz vom avea:

$F(x') = \text{Prob}(X < x') = 0$ (deoarece la stânga lui x' nu se găseşte nici o valoare posibilă a variabilei aleatoare X.

$F(x'') = \text{Prob}(X < x'') = \text{Prob}(X = x_1) = p_1$ (deoarece singura valoare posibilă a variabilei, mai mică decât x'' este x_1).

În mod similar:

$$F(x''') = \text{Prob}(X < x''') = \text{Prob}(X = x_1) + \text{Prob}(X = x_2) = p_1 + p_2 \tag{3.18}$$

De asemenea:

$$F(x^{IV}) = \text{Prob}(X < x^{IV}) = \text{Prob}(X = x_1) + \text{Prob}(X = x_2) = p_1 + p_2 \tag{3.19}$$

Atât x''', cât şi x^{IV}, au la stânga aceleaşi două valori posibile ale variabilei X (şi anume x_1 şi x_2) şi ca urmare probabilitățile lor de nedepăşire vor fi egale.

Se observă că: $x' < x'' \Rightarrow F(x') < F(x'')$,

În schimb, pentru $x''' < x^{IV} \Rightarrow F(x''') = F(x^{IV})$.

Se poate deduce următoarea regulă, care să înglobeze ambele situații:

$$\text{dacă} \qquad x^i < x^j \Rightarrow F\left(x^i\right) \leq F\left(x^j\right) \tag{3.20}$$

adică funcția de repartiție este nedescrescătoare.

c) Fie acum cazul în care $x' = x_1$ (deci *x'* nu mai este situat la stânga lui x_1, ci coincide chiar cu x_1).

Conform definiției, $F(x') = \text{Prob}(X < x') = \text{Prob}(X < x_1)$.

Dar această probabilitate este nulă, pentru că la stânga lui x_1 variabila aleatoare *X* nu mai poate lua nici o altă valoare.

Deci $F(x) = \text{Prob}(\text{X} < \text{x}) = 0$, dacă $x = x_1$.

Aceeaşi valoare a lui $F(x)$ se obține însă şi pentru *x*, ocupând o poziție oarecare la stânga lui x_1. A rezultat că valoarea funcției $F(x)$ la stânga punctului x_1 este egală cu valoarea funcției în x_1, adică funcția $F(x)$ este *continuă la stânga*. Simbolic acest lucru se va exprima astfel:

$$F(x_1 - 0) = F(x_1) \tag{3.21}$$

În momentul în care punctul *x* în deplasarea lui pe axă depăşeşte valoarea x_1 funcția de repartiție prezintă un salt şi

$$F(x) = p_1 \tag{3.22}$$

Valoarea funcției la dreapta numărului x_1 notată simbolic $F(x_1 + 0) \neq F(x_1)$ are o discontinuitate. Aceste discontinuități se vor manifesta la dreapta oricărui punct x_i, între aceste puncte funcția fiind continuă şi prezentându-se sub formă de paliere.

Mai trebuie arătat că, în ciuda faptului că variabila aleatoare *X* este discretă, funcția $F(x)$ este definită pentru orice valoare a lui *x*.

d) Fie acum valoarea particulară x^N; se observă că, toate valorile posibile ale lui ***X*** sunt mai mici decât x^N şi deci,

$$\begin{aligned} F\left(x^N\right) = \text{Prob}\left(X < x^N\right) = \text{Prob}\left(X = x_1\right) + \text{Prob}\left(X = x_2\right) + \ldots \\ + \text{Prob}\left(X = x_n\right) = p_1 + p_2 + \ldots + p_n = 1 \end{aligned} \tag{3.23}$$

Deci, $F\left(x^N\right)=1$, unde x^N este situat la dreapta celei mai mari valori posibile a lui *x*.

De asemenea, $F\left(x'\right)=0$, unde ***x'*** este situat la stânga celei mai mici valori posibile a lui ***x***.

Aceste observații pot fi rezumate în următoarea regulă: dacă variabila aleatoare poate lua valori doar în cadrul intervalului (***a***, ***b***), *probabilitatea de nedepăşire este nulă la stânga intervalului analizat şi unitară la dreapta lui*:

$$X\in[a,b)\Rightarrow F(x)=\begin{cases}0 & dacă \quad x\le a\\ 1 & dacă \quad x>b\end{cases} \tag{3.24}$$

Ca o consecință rezultă $F(-\infty)=0$ şi $F(+\infty)=1$ (trebuie subliniat că aceste relații sunt valabile atât în cazul în care domeniul de definiție al variabilei aleatoare este întreaga dreaptă reală, cât şi în cazul în care este un interval mai restrâns).

Rezumând proprietățile prezentate până în prezent, rezultă că fiind dată o variabilă aleatoare discretă cu repartiția:

$$X:\begin{pmatrix}x_1 & x_2,\ldots,x_n\\ p_1 & p_2,\ldots,p_n\end{pmatrix} \tag{3.25}$$

funcția sa de repartiție va fi definită astfel:

$$F(x)=\begin{cases}0 & \text{dacă} \quad -\infty<x\le x_1\\ p_1 & \text{dacă} \quad x_1<x\le x_2\\ p_1+p_2 & \text{dacă} \quad x_2<x\le x_3\\ \hline \sum_{i=1}^{k}p_i & \text{dacă} \quad x_k<x\le x_{k+1}\\ \hline \sum_{i=1}^{n-1}p_i & \text{dacă} \quad x_{n-1}<x\le x_n\\ 1 & \text{dacă} \quad x_n<x<\infty\end{cases} \tag{3.26}$$

Acest mod de definire al funcției de repartiție rămâne valabil şi în cazul grupării valorilor pe intervale, fiecare interval $[x_k, x_{k+1})$ fiind caracterizat de probabilitatea de realizare p_k.

Funcția de repartiție poate fi scrisă şi sub altă formă. Se notează prin $S_x = F(x+0) - F(x-0)$ saltul funcției în punctul $\boldsymbol{x}$.

Dacă $S_x = 0$, x este un punct de continuitate al funcției $F(x)$ (corespunde unui palier), iar dacă $S_x > 0$, atunci $\boldsymbol{x}$ este un punct de discontinuitate (funcția are salt).

Funcția de repartiție poate fi deci definită ca suma salturilor din punctele x_i situate la stânga punctului $\boldsymbol{x}$:

$$F(x) = \sum_{x_i < x} S_{x_i} \tag{3.27}$$

unde $\{x_i\}$ este o submulțime a mulțimii punctelor de discontinuitate ale funcției de repartiție sau altfel spus a mulțimii valorilor variabilei aleatoare.

B. REPREZENTAREA GRAFICĂ A FUNCȚIEI DE REPARTIȚIE PENTRU O VARIABILĂ DISCRETĂ

Reprezentarea grafică a funcției de repartiție se face fie sub formă de diagramă discontinuă în trepte, fie sub formă de poligon al frecvențelor (probabilităților) cumulate.

În continuare, se va trasa reprezentarea grafică a funcției de repartiție pentru o variabilă aleatoare cu distribuție binomială.

$$X: \begin{pmatrix} \alpha \\ C_n^{\alpha} \cdot p^{\alpha} \cdot q^{n-\alpha} \end{pmatrix}; \quad \alpha = 0, 1, 2, \ldots, n \tag{3.28}$$

Funcția de repartiție $F(\alpha) = \text{Prob}(X < \alpha)$ este următoarea:

$$\mathrm{F}(\alpha) = \begin{cases} 0 & \mathrm{x} \le 0 \\ \mathrm{C}_n^0 \mathrm{q}^n = \mathrm{q}^n & 0 < \mathrm{x} \le 1 \\ \sum_{i=0}^{1} \mathrm{C}_n^i \mathrm{p}^i \mathrm{q}^{n-i} & 1 < \mathrm{x} \le 2 \\ \hdashrule{3cm}{0.4pt}{2pt} \\ \sum_{i=0}^{k} \mathrm{C}_n^i \mathrm{p}^i \mathrm{q}^{n-i} & \mathrm{k} < \mathrm{x} \le \mathrm{k}+1 \\ \hdashrule{3cm}{0.4pt}{2pt} \\ \sum_{i=0}^{n-1} \mathrm{C}_n^i \mathrm{p}^i \mathrm{q}^{n-i} & \mathrm{n}-\mathrm{i} < \mathrm{x} \le \mathrm{n} \\ 1 & \mathrm{x} > \mathrm{n} \end{cases} \tag{3.29}$$

Reprezentarea grafică se poate urmări în figura 3.3 (funcția de repartiție a fost desenată atât sub formă de diagramă în trepte, cât şi de poligon al probabilităților cumulate).

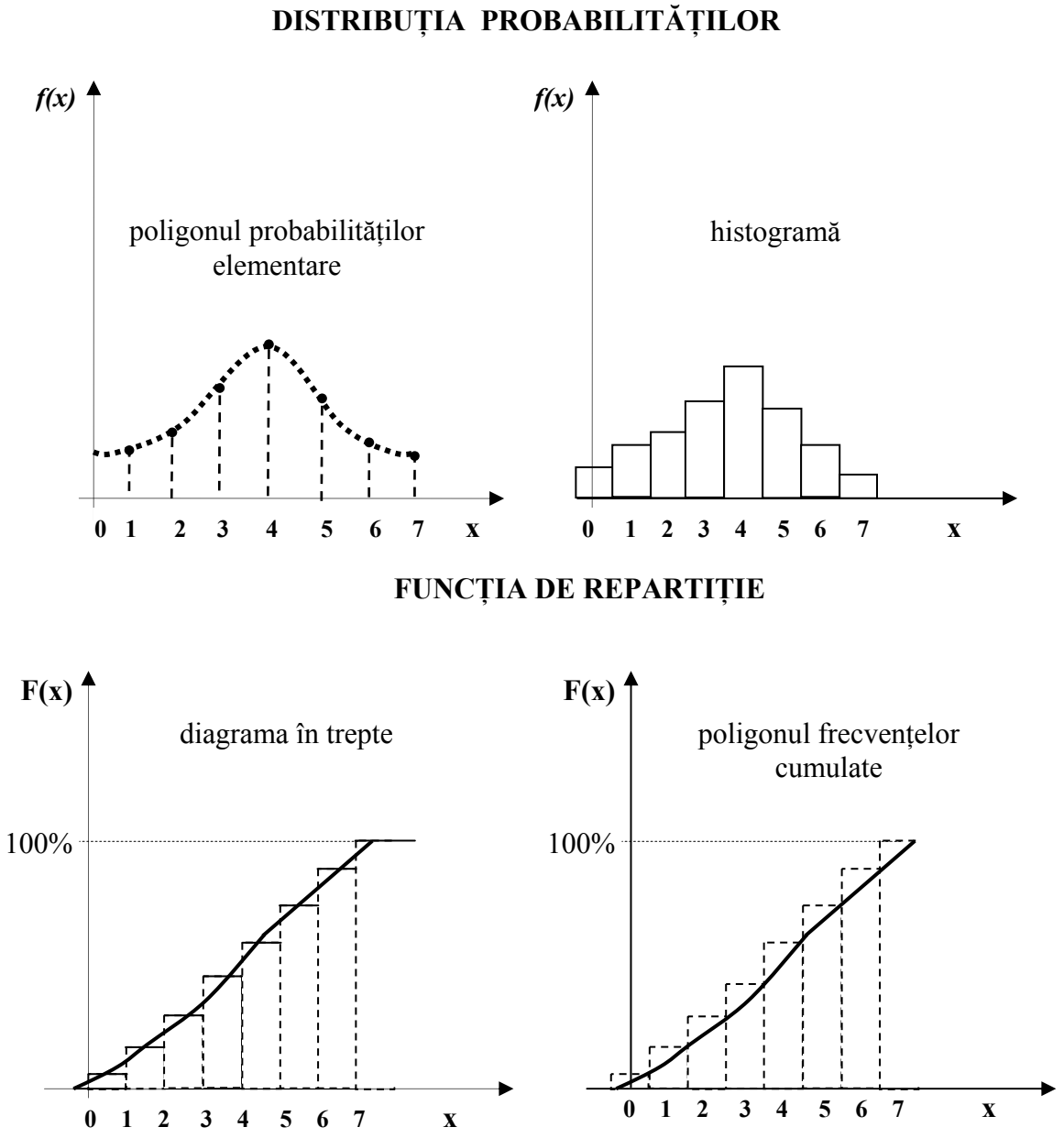


Figura 3.3 Reprezentarea grafică a unei repartiției binomiale

Diagrama în trepte poate fi pusă în corespondență cu repartiția probabilităților sub formă de batoane. Funcția prezintă salturi în dreptul fiecărui baton (de valoare egală cu acesta) şi este constantă între batoane.

Reprezentarea sub formă de poligon a funcției de repartiție este asociată în general cu histograma frecvențelor (probabilităților) şi se obține construind în prealabil histograma valorilor cumulate şi unind colțurile din dreapta ale figurii obținute.

Acelaşi poligon se mai poate obține unind mijloacele palierelor diagramei în trepte a funcției de repartiție [Drobot R., 1997].

C. PROBABILITATEA APARIȚIEI UNEI VARIABILE DISCRETE ÎNTR-UN ANUMIT INTERVAL

Să presupunem că interesează probabilitatea ca variabila aleatoare ***X*** să ia valori în intervalul $[a,b)$. Acest domeniu de variație poate fi scris însă ca diferență a unor segmente cuprinse între $(-\infty,b)$ şi, respectiv între $(-\infty,a)$ după cum se poate observa din figura 3.4.

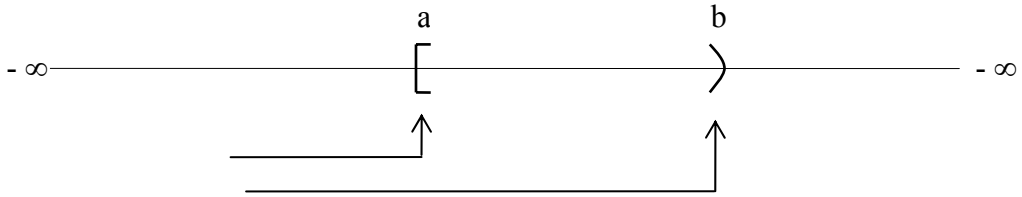


Figura 3.4 Exprimarea segmentului $[a,b)$ ca diferență a două segmente de lungime infinită

Deci, $[a,b)=(-\infty,b)-(-\infty,a)$.

Mai departe se poate scrie:

$$\begin{aligned}&\text{Prob}(a\le X<b)=\text{Prob}\left[X\in[a,b)\right]=\text{Prob}\left[X\in(-\infty,b)\right]-\\&\text{Prob}\left[X\in(-\infty,a)\right]=\text{Prob}(X<b)-\text{Prob}(X<a)=F(b)-F(a)\end{aligned}\qquad(3.30)$$

Probabilitatea apartenenței la un anumit interval $[a,b)$ se poate obține fie prin calculul ariei histogramei cuprinsă între ***a*** şi ***b***, fie prin diferența ordonatelor corespunzătoare lui ***a*** şi ***b*** din poligonul frecvențelor cumulate $F(b)-F(a)$.

Fie cazul în care limita inferioară $a = -\infty$, iar ***b*** este o valoare finită. În acest caz se poate scrie:

$$\begin{aligned}\text{Prob}\left(a \le X < b\right) &= \text{Prob}\left(\text{-}\infty < \text{X} < \text{b}\right) = \text{Prob}\left(\text{X} < \text{b}\right) = \\ &= F\left(b\right) - F\left(-\infty\right) = F\left(b\right) - 0 = F\left(b\right)\end{aligned} \qquad (3.31)$$

S-a ajuns la un rezultat cunoscut şi anume probabilitatea de depăşire a unei valori oarecare este egală cu aria histogramei situată la stânga punctului respectiv.

Fie acum cazul în care amândouă limite ale intervalului devin infinite: $a = -\infty$ şi $b = +\infty$.

În acest caz:

$$\text{Prob}\left(-\infty < X < +\infty\right) = F\left(+\infty\right) - F\left(-\infty\right) = 1 - 0 = 1 \qquad (3.32)$$

Acest rezultat era de altfel de aşteptat, întrucât probabilitatea ca variabila aleatoare să ia o valoare oarecare în cadrul intervalului său de variaţie este evident egală cu 1 (sau 100 %).

Ca interpretare geometrică rezultă faptul că aria histogramei calculată pe întreg domeniul de variaţie al variabilei este unitară.

Rezultatul obţinut este în concordanţă şi cu faptul că în cazul variabilei aleatoare discrete ***X***, care ia valorile $x_1, x_2, \ldots, x_n$ cu probabilităţile $p_1, p_2, \ldots, p_n$, suma probabilităţilor este unitară:

$$\sum p_i = 1$$

Consideraţiile expuse rămân valabile şi în cazul în care domeniul de variaţie nu mai este întreaga axă reală, ci un interval mai restrâns $\left[x_{\min};\ x_{\max}\right)$; de fapt, în acest din urmă caz, considerând intervalul de variaţie al variabilei de la $-\infty$ la $+\infty$ se obţine o problemă echivalentă, deoarece aria histogramei cuprinsă între $\left(-\infty, x_{\min}\right]$ şi $\left[x_{\max}, +\infty\right)$ este nulă.

Din acest motiv, pentru mai multă generalitate se va considera ca limită inferioară a valorilor variabilei $-\infty$, iar ca limită superioară $+\infty$.

3.2.3. COMPLEMENTARA FUNCȚIEI DE REPARTIȚIE (PROBABILITATEA DE DEPĂŞIRE)

S-a arătat că funcția de repartiție $F(x)$ reprezintă probabilitatea de nedepăşire a valorii ***x***, cu alte cuvinte $F(x)$ măsoară probabilitatea ca variabila aleatoare ***X*** să ia valori la stânga lui ***x***. În multe cazuri, în hidrologie însă interesează probabilitatea de depăşire a unei valori oarecare ***x***. De exemplu, probabilitatea de depăşire a unui nivel minim (care încă mai permite navigația pe un râu) constituie o măsură a posibilității de valorificare a râului respectiv drept cale de navigație. De asemenea, probabilitatea de depăşire a nivelului care încă mai permite accesul la priza de apă a unui debit egal cu cerința unei folosințe reprezintă gradul de asigurare cu apă al folosinței respective. Probabilitatea de depăşire a nivelului (cotei) coronamentului unui dig de apărare împotriva inundațiilor constituie o măsură a riscului de inundare. În mod similar, probabilitatea depăşirii nivelului corespunzător părții inferioare a tablierului unui pod reprezintă un risc, care de asemenea trebuie evaluat.

În loc de niveluri, în practică se folosesc în mod curent debite cu diverse probabilități de depăşire; aceasta nu schimbă prea mult problema, debitul putând fi exprimat în funcție de nivel prin intermediul cheii limnimetrice (sau cheia debitelor). Pentru calculul probabilităților de depăşire a unei valori oarecare *x* de către variabile aleatoare *X* se poate pleca de exemplu de la relația apartenenței la un anumit interval:

$$\text{Prob}(a \le X < b) = F(b) - F(a) \tag{3.33}$$

Fie acum $b = +\infty$. Se obține:

$$\text{Prob}(a \le X < +\infty) = F(+\infty) - F(a) = 1 - F(a) \tag{3.34}$$

Dar,

$$\text{Prob}(a \le X < +\infty) = \text{Prob}(X \ge a) \tag{3.35}$$

adică reprezintă probabilitatea de depăşire a valorii particulare *a*.

Deci,

$$\text{Prob}\,(X \ge a) = 1 - F(a) \tag{3.36}$$

Sau în cazul general:

$$\text{Prob}(X \geq x) = 1 - F(x). \qquad (3.37)$$

Acelaşi rezultat se putea obține şi prin raționamentul următor:

$$\text{Prob}(X < a) + \text{Prob}(\text{X} \geq \text{a}) = \text{Pr}\,ob(-\infty < X < +\infty) \qquad (3.38)$$

Deci,

$$\text{Prob}(\text{X} \geq \text{a}) = 1 - \text{Prob}(\text{X} < \text{a}) = 1 - F(a) \qquad (3.39)$$

Deoarece $\text{Prob}(\text{X} \geq \text{x}) = 1 - F(x)$, această funcție se mai numeşte şi funcție de repartiție complementară. În continuare, pentru probabilitatea de depăşire a valorii *x* se va utiliza atât notația $1 - F(x)$, cât şi $F^c(x)$.

A. INTERPRETAREA GEOMETRICĂ A PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE

Se reaminteşte că pentru o valoarea fixată *x*, valoarea funcției de repartiție $F(x)$ este egală cu aria histogramei situată la stânga lui *x*. Deci, aria situată la stânga lui ***x*** este egală cu $F(x)$; având în vedere că aria întregii histograme este unitară, aria de la dreapta lui *x* va fi egală cu $1 - F(x)$. Dar aceasta este chiar funcția de repartiție complementară $F^c(x)$.

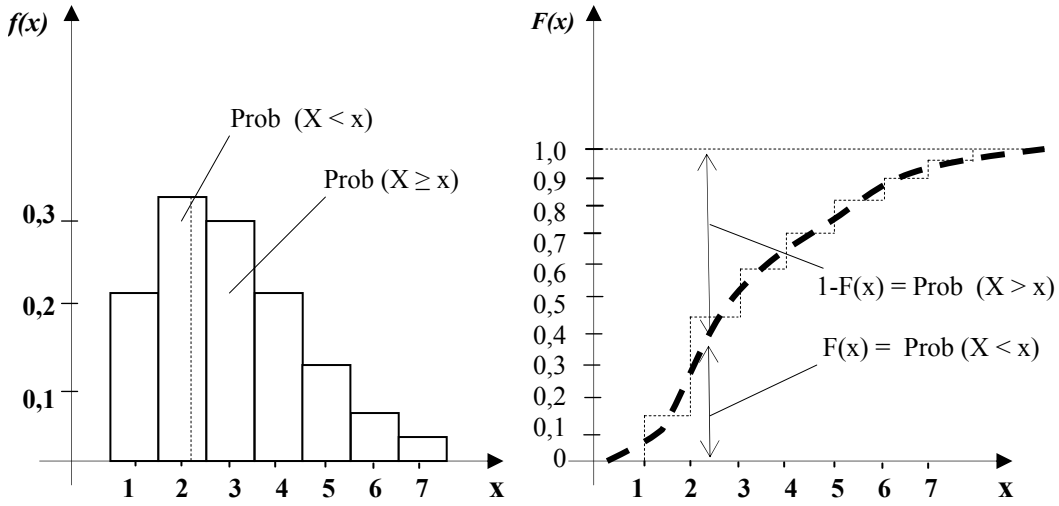


Figura 3.5 Interpretarea geometrică a probabilității de depăşire

Rezultă că, probabilitatea de depăşire a valorii *x* (probabilitatea ca variabila aleatoare *X* să ia valori mai mari sau egale cu *x*) este egală cu aria histogramei situată la dreapta lui *x* (figura 3.5).

La reprezentarea funcției de repartiție sub formă de poligon, ordonata cuprinsă între axa Ox şi curba $F(x)$ reprezintă probabilitatea de nedepăşire a lui *x*. Rezultă că probabilitatea de depăşire a lui *x* (deci $1-F(x)$) va fi egală cu segmentul complementar cuprins între curba $F(x)$ şi paralela la abscisă dusă prin punctele de ordonată egală cu 1.

B. REPREZENTAREA GRAFICĂ A PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE

Reprezentarea grafică se poate face ca şi la funcția de repartiție fie sub formă de diagramă în trepte, fie sub formă de poligon al frecvențelor (probabilităților). În mod obişnuit, pentru scopuri hidrologice se preferă ultimul mod de reprezentare.

Din interpretarea geometrică a probabilității de depăşire, rezultă că aceasta va avea valoarea maximă pentru cea mai mică valoare a lui ***x***; într-adevăr, dacă $x = x_{\min}$, atunci variabila ***X*** poate lua orice valoare din domeniul ei de variație: $x_1 = x_{\min}$, $x_2, \ldots, x_n = x_{\max}$, şi deci $\text{Prob}(X \geq x_{\min}) = 100\%$. Valorile probabilității de depăşire vor fi apoi din ce în ce mai mici pe măsură ce numărul ***x*** ales este mai mare.

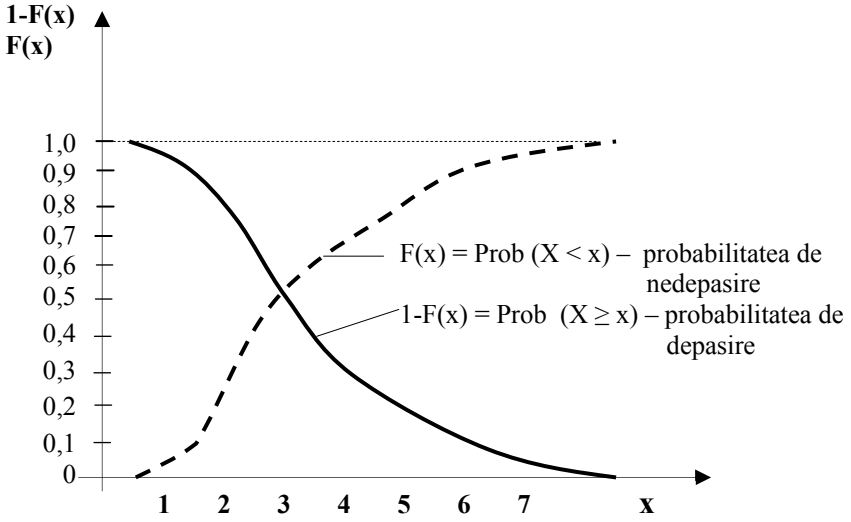


Figura 3.6 Reprezentarea grafică a probabilităților de depăşire şi nedepăşire

În reprezentarea sub formă de diagramă în trepte, funcția $F^c(x)$ este constantă sau descrescătoare; poligonul frecvențelor se va reprezenta ca o funcție descrescătoare.

În figura 3.6 este reprezentată comparativ, atât funcția de repartiție (cu linie întreruptă), cât şi funcția de repartiție complementară (cu linie plină).

Valorile probabilității de depăşire rezultă fie din relația $F^c(x) = 1 - F(x)$, fie prin calculul suprafețelor din histogramă situate la dreapta valorilor particulare *x* ale variabilei; la calculul suprafețelor se va avea în vedere că intervalul de discretizare Δx este considerat de mărime unitară [Fürst J., 1996].

C. RELAȚIA DE CALCUL A PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE

Se reaminteşte că pentru o variabilă aleatoare discretă cu repartiția:

$$X: \begin{pmatrix} x_1 & < & x_2 & < & \dots & < & x_n \\ p_1 & & p_2 & & \dots & & p_n \end{pmatrix} \qquad (3.40)$$

probabilitatea de nedepăşire $F(x) = prob(X < x)$ este definită prin:

$$\begin{aligned} F(x) \\ \text{Prob}(X < x) = \end{aligned} \begin{cases} 0 & dacă \quad -\infty < x \le x_1 \\ p_1 & dacă \quad x_1 < x \le x_2 \\ p_1 + p_2 & dacă \quad x_2 < x \le x_3 \\ \hline \sum_{i=1}^{k} p_i & dacă \quad x_k < x \le x_{k+1} \\ \hline \sum_{i=1}^{n-1} p_i & dacă \quad x_{n-1} < x \le x_n \\ \sum_{i=1}^{n} p_i = 1 & dacă \quad x_n < x \end{cases} \qquad (3.41)$$

După cum se observă, valorile variabilei $x_i(x_1, x_2, \dots, x_n)$ au fost ordonate crescător.

Ținând seama de relația existentă între probabilitatea de depăşire $F^c(x)$ şi probabilitatea de nedepăşire $F(x)$, rezultă că $F^c(x)$ este definită prin:

$$F^c(x) = \text{Prob}(X \geq x) = \begin{cases} 1 & \text{dacă} \quad x \leq x_1 \\ 1-p_1 & \text{dacă} \quad x_1 < x \leq x_2 \\ 1-\sum_{i=1}^{k} p_i & \text{dacă} \quad x_k < x \leq x_{k+1} \\ 1-\sum_{i=1}^{n-1} p_i = p_n & \text{dacă} \quad x_{n-1} < x \leq x_n \\ 1-\sum_{i=1}^{n} p_i = 0 & \text{dacă} \quad x > x_n \end{cases} \tag{3.42}$$

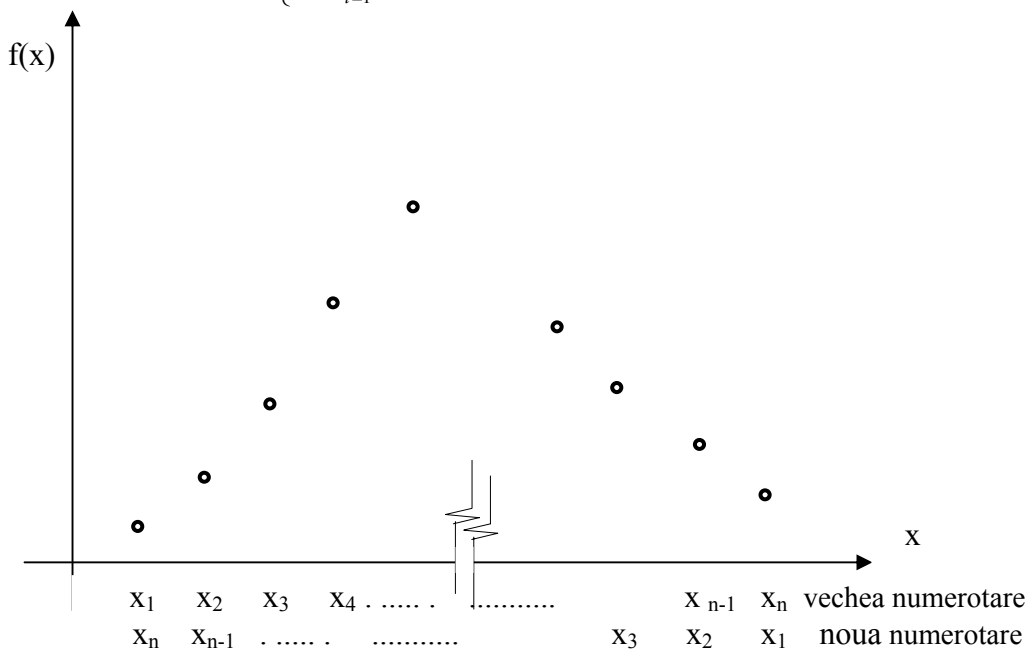


Figura 3.7 Renumerotarea variabilelor în vederea calculării probabilităților de depăşire

În general însă, în cazul în care se calculează probabilitatea de depăşire, valorile variabilei aleatoare nu se mai ordonează crescător, ci descrescător (de la cea mai mare valoare a variabilei până la cea mai mică).

Ca atare, se recurge la o operație de renumerotare a valorilor variabilei, în noua numerotare, ele fiind notate tot prin $x_1, x_2, \ldots, x_n$, dar fiind ordonate de data aceasta descrescător (figura 3.7).

Probabilitatea de depăşire a variabilei aleatoare:

$$X: \begin{pmatrix} x_1 & > & x_2 & > & \ldots & > & x_n \\ p_1 & & p_2 & & \ldots & & p_n \end{pmatrix} \tag{3.43}$$

va fi definită prin:

$$F^c(x) = \text{Prob}(X \geq x) = \begin{cases} 0 & dacă \quad x > x_1 \\ p_1 & dacă \quad x_2 < x \leq x_1 \\ p_1 + p_2 & dacă \quad x_3 < x \leq x_2 \\ \hline \sum_{i=1}^{k} p_i & dacă \quad x_{k+1} < x \leq x_k \\ \hline \sum_{i=1}^{n-1} p_i = 1 - p_n & dacă \quad x_n < x \leq x_{n-1} \\ \sum_{i=1}^{n} p_i = 1 & dacă \quad x \leq x_n \end{cases} \qquad (3.44)$$

În cazul particular în care cele *n* valori ale variabilei au probabilități egale de realizare (şi anume 1/*n*), probabilitatea de depăşire se va calcula cu relația:

$$F^c(x) = \text{Prob}(X \geq x) = \begin{cases} 0 & dacă \quad x > x_1 \\ \frac{1}{n} & dacă \quad x_2 < x \leq x_1 \\ \frac{2}{n} & dacă \quad x_3 < x \leq x_2 \\ \hline \frac{i}{n} & dacă \quad x_{i+1} < x \leq x_i \\ \vdots & \\ \frac{n-1}{n} & dacă \quad x_n < x \leq x_{n-1} \\ \frac{n}{n} & dacă \quad x \leq x_n \end{cases} \qquad (3.45)$$

D. CALCULUL PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE A VALORILOR X_I ÎN HIDROLOGIE

În practica hidrologică interesează de cele mai multe ori probabilitatea cu care doar valorile x_i obținute din măsurători sunt egale sau depăşite. Considerând în relația de calcul a funcției $F^c(x)$ pe $x = x_i$ se va obține:

$$F^c(x_i) = \text{Prob}(X \geq x_i) = \begin{cases} \frac{1}{n} & \text{dacă} \quad x = x_1 \\ \frac{2}{n} & \text{dacă} \quad x = x_2 \\ \hline \frac{i}{n} & \text{dacă} \quad x = x_i \\ \hline \frac{n-1}{n} & \text{dacă} \quad x = x_{n-1} \\ \hline \frac{n}{n} & \text{dacă} \quad x = x_n \end{cases} \tag{3.46}$$

Fie deocamdată exemplul banal al zarului perfect omogen, la care probabilitățile de apariție ale celor 6 fețe sunt egale cu 1/6.

În figura 3.8 este construită atât funcția de probabilitate elementară sub formă de histogramă, cât şi histograma cumulativă a probabilităților de depăşire.

Având în vedere faptul că, la reprezentarea sub formă de poligon probabilitățile de depăşire sunt egale cu suma ariilor histogramei situate la dreapta punctului curent, rezultă că probabilitățile de depăşire $F^c(x_i)$ se vor afla pe dreapta marcată cu linie continuă în figura 3.8 (dreapta care uneşte colțurile din stânga ale histogramei cumulative).

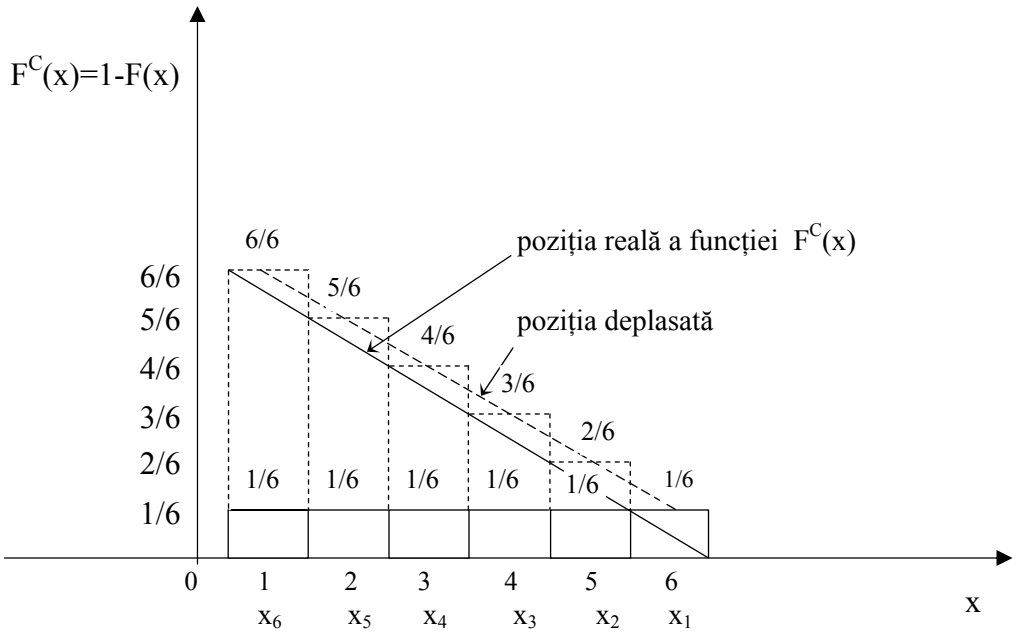


Figura 3.8 Funcția de probabilitate elementară şi probabilitatea de depăşire în cazul zarului cu 6 fețe

Probabilitățile de depăşire calculate cu relația:

$$p_i = \frac{i}{n} = \frac{i}{6} \tag{3.47}$$

unde ***i*** este numărul de ordine din şirul ordonat descrescător al celor 6 valori posibile $x_1 = 6;\ x_2 = 5;\ \ldots;\ x_6 = 1$, sunt majorate în mod artificial, ele situându-se pe linia întreruptă decalată față de linia plină cu valoarea 1/12 (adică 1/2 din probabilitatea de apariție a fiecărei valori).

În hidrologie, o problemă frecvent întâlnită este aceea a determinării probabilității de depăşire a debitelor maxime anuale; numărul *n* de valori de care se dispune este în general cuprins între 25 ... 40. Se admite analog ca în cazul zarului, că cele *n* debite maxime anuale au probabilități egale de apariție (şi anume ***1/n***).

Un aspect asupra căruia trebuie atras atenția, este faptul că în cazul zarului perfect omogen probabilitatea de apariție a unei fețe (egală cu 1/6) rezultă în urma unui număr extrem de mare de experimente (teoretic un număr infinit). În cazul şirului debitelor maxime anuale se admite că valorile acestora sunt egal probabile (deşi fiecare valoare în sine nu s-a realizat decât o singură dată).

Acest mod de evaluare a probabilității de apariție a diverselor valori are la bază definiția clasică a probabilității (aproximată prin raportul dintre numărul cazurilor favorabile şi numărul total de cazuri posibile); fiecare valoare realizându-se o singură dată, probabilitatea ei de realizare este apreciată la 1/*n*. Evident, acest mod de abordare constituie o aproximare, dar este singura posibilă în condițiile unei perioade de măsurători relativ reduse.

Calculul probabilității de depăşire a debitelor maxime anuale cu formula:

$$p_i = \frac{i}{n} \tag{3.48}$$

ar conduce, urmând un raționament similar ca în cazul zarului cu 6 fețe, la o eroare egală cu 1/2*n*.

Probabilitatea reală de depăşire a valorilor respective este deci:

$$p_i = \frac{i}{n} - \frac{1}{2n} = \frac{2i-1}{2n} \tag{3.49}$$

Această relație pentru calculul probabilității de depăşire a fost propusă de *Hazen* încă din anul 1930. Cea mai mică valoare a şirului de date ordonat descrescător (deci valoarea cu rangul $i = n$) are conform acestei relații probabilitatea de depăşire:

$$p_n = \frac{2n-1}{2n} \tag{3.50}$$

Se observă că valoarea lui p_n este diferită de 100 %, cum ar fi rezultat pentru $i = n$ în cazul aplicării relației necorectate de tip i/n. Acest rezultat era de altfel de aşteptat şi din punct de vedere intuitiv. Cea mai mică valoare înregistrată în perioada de măsurători x_n nu este în mod obligatoriu şi cea mai mică valoare a populației statistice. Există deci posibilitatea înregistrării în viitor chiar şi a unor valori mai mici; ca atare, probabilitatea de depăşire a lui x_n este mai mică de 100 %, chiar dacă este foarte apropiată de această valoare. Diferența de la 100 % până la p_n reprezintă probabilitatea apariției unor valori inferioare lui x_n.

În afară de formula lui *Hazen*, pentru evaluarea probabilităților de depăşire se mai utilizează şi alte relații, care au ca element comun faptul că pentru $i = n$ se obțin probabilități de depăşire subunitare.

După cum s-a mai arătat, în toate aceste relații *i* reprezintă numărul de ordine al valorii x_i din şirul ordonat descrescător $\left(x_1 > x_2 > \ldots > x_i > \ldots x_n\right)$.

În hidrologie, pentru calculul probabilității de depăşire se utilizează pe scară largă relația *Weibull*:

$$p_i = \frac{i}{n+1} \tag{3.51}$$

în gospodărirea apelor este preferată formula lui Cegodaev:

$$p_i = \frac{i-0,3}{n+0,4} \tag{3.52}$$

Formulele utilizate pentru calculul probabilității empirice sunt prezentate în tabelul 3.2 [Drobot R., 1997].

Tabelul 3.2 Formule utilizate pentru calculul probabilității emprice

Formula	Anul	p_i=Prob($X \geq x_i$)
Hazen	1930	$\frac{2i-1}{2n}$
Weibull	1939	$\frac{i}{n+1}$
Cegodaev	1955	$\frac{i-0,3}{n+0,4}$
Blum	1958	$\frac{i-3/8}{n+1/4}$
Tukey	1962	$\frac{3i-1}{3n+1}$
Gringorten	1963	$\frac{i-0,44}{n+0,12}$

3.2.4. MODUL DE REPREZENTARE A FUNCȚIILOR DE REPARTIȚIE ÎN HIDROLOGIE

În toate exemplele precedente variabila aleatoare ***X*** a fost considerată variabilă independentă, iar probabilitatea reprezenta variabila dependentă. Ca atare, în reprezentările grafice, valorile variabilei ***X*** au fost figurate pe abscisă, iar mărimea probabilității (de realizare a unei valori, de depăşire sau de nedepăşire a acelei valori a variabilei) pe ordonată.

În hidrologie însă, de cele mai multe ori interesează determinarea valorii variabilei care corespunde unei probabilități prestabilite prin STAS-urile în vigoare. Probabilitatea capătă deci caracter de variabilă independentă, iar mărimea corespunzătoare acestei probabilități este variabila dependentă, care trebuie evaluată.

Ca urmare, se procedează la o rotire şi răsturnare a tuturor reprezentărilor uzuale în matematică, astfel încât abscisa să devină ordonată şi ordonata abscisă.

În hidrologie, probabilitatea de nedepăşire interesează mai rar; ca urmare, pe graficele hidrologice se reprezintă numai curba probabilităților de depăşire. Deoarece variabila aleatoare notată în matematică prin ***X*** se reprezintă acum pe ordonată, în continuare pentru a nu crea confuzii ea se va indentifica prin ***Y***, iar valorile ei particulare prin ***y***.

Valoarea variabilei ***Y*** ce corespunde probabilității de depăşire *p*% va fi notată prin $y_{p\%}$.

A. SEMNIFICAȚIA PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE ÎN HIDROLOGIE

În practică, pentru probabilitatea de depăşire se mai utilizează şi denumirea de asigurare, denumire care cel puțin în anumite cazuri este nejustificată.

Noțiunea de asigurare a fost preluată din gospodărirea apelor medii, domeniu în care se pune problema livrării apei la beneficiari, cu o probabilitate ridicată (95%, 97% etc). În aceste cazuri, probabilitatea reprezintă într-adevăr gradul de asigurare cu apă al folosinței respective.
În hidrologie în schimb, interesează în special probabilități de depăşire foarte mici (5%, 1%, 0,1% etc) în vederea dimensionării la debitele corespunzătoare a unor lucrări hidrotehnice.

Fie de exemplu, debitul maxim anual cu probabilitatea de depăşire de 1 %; în acest caz, 1% reprezintă probabilitatea ca într-un an oarecare (deci în oricare an) să se producă un debit mai mare decât $Q_{1\%}$. Considerând, că s-au executat lucrări de combatere a inundațiilor dimensionate la acest debit, gradul de siguranță al sistemului este de 99%, iar 1% reprezintă riscul anual de depăşire a capacității sistemului şi care evident, nu poate fi interpretat ca asigurare (el reprezentând de fapt o neasigurare) [Giurma I., Giurma R., 2001].

Prin urmare, probabilitatea de depăşire *p*% capătă semnificația unui risc anual R_1 de depăşire a valorii $Q_{p\%}$.

În aceste condiții, începe să prezinte interes riscul de depăşire a valorii $Q_{p\%}$ dintr-o perioadă de *n* ani, corespunzătoare duratei de funcționare a lucrării hidrotehnice. Dacă *p*% reprezintă un risc anual, autnci 1-*p*% reprezintă siguranța sistemului în decurs de 1 an. În cazul în care realizarea valorii debitului maxim dintr-un anumit an poate fi considerată independentă de valorile din ceilalți ani, gradul de siguranță dintr-un număr de *n* ani poate fi apreciat cu relația $(1-p)^n$.

Rezultă atunci că, *riscul hidrologic* R_n are o valoare complementară siguranței sistemului pentru *n* ani:

$$R_n = 1-(1-p)^n \qquad (3.53)$$

Cu cât *n* este mai mare, cu atât R_n tinde către 1 (sau 100%); deci, într-o perioadă foarte mare riscul de a se produce debite superioare lui $Q_{p\%}$ se apropie de certitudine.

Fie pentru exemplificare cazul în care p = 1%, iar n = 100.

$$R_{100} = 1 - (1 - 0{,}01)^{100} = 1 - 0{,}37 = 0{,}63 = 63\% \qquad (3.54)$$

Cu alte cuvinte, probabilitatea ca într-o sută de ani să se producă un debit egal cu $Q_{1\%}$ nu este deloc neglijabilă (deci dimensionarea evacuatorilor de ape mari, a îndiguirilor etc, trebuie făcută foarte atent, pentru că este posibilă o solicitare a lucrărilor la acest debit). În acelaşi timp, riscul R_{100} este încă departe de certitudine, ceea ce înseamnă că în decurs de 100 de ani este foarte posibil ca debitul $Q_{1\%}$ să nu se producă [Giurma I., ş.a. 2001].

De asemenea, pot exista intervale de 100 ani în care acest debit să se producă de două, trei sau chiar de mai multe ori.

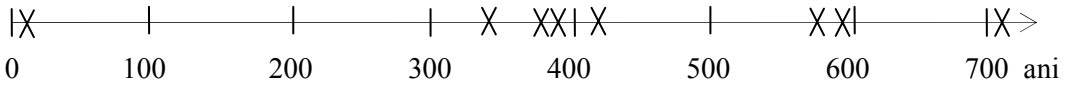


Figura 3.9 Realizarea valorilor $Q_{1\%}$ în timp

În figura 3.9 este reprezentată o situaţie posibilă a realizării debitelor $Q_{1\%}$ într-o perioadă lungă de timp. Ca medie, acest debit se produce o dată la 100 de ani, fără a exista însă nici o regularitate în realizarea sa (deci, dacă debitul $Q_{1\%}$ s-a înregistrat într-un anumit an, nu înseamnă că el se va mai realiza de abia după 100 de ani).

Perioada de repetare T, definită prin raportul:

$$T = \frac{1}{p\%} \qquad (3.55)$$

trebuie înţeleasă ca o valoare medie, caracteristică unei perioade foarte lungi de timp (de ordinul miilor sau zecilor de mii de ani).

În practică, se utilizează pentru $Q_{1\%}, Q_{1‰}$ etc, în mod frecvent, formularea: "debitul care apare o dată la 100 de ani", "o dată la 1000 de ani" etc. Această exprimare trebuie înţeleasă cu rezerva expusă anterior. Mult mai indicată este cealaltă formulare de *risc anual de depăşire* de 1%, 1 ‰ etc.

3.3. VARIABILE ALEATOARE CONTINUE

A. DENSITATEA DE REPARTIȚIE. FUNCȚIA DE REPARTIȚIE

Variabila aleatoare ***X,*** fiind continuă, poate lua orice valoare din domeniul ei de variație. În mod obişnuit, în hidrologie acest interval este semiaxa $[0,+\infty)$ sau chiar un interval mai restrâns $[a,b)$; pentru generalitate, în continuare se va admite ca domeniu de variație axa numerelor reale $(-\infty,+\infty)$.

Acest domeniu este divizat în intervale infinitesimale de lungime ***dx***.

Probabilitatea elementară ca variabilă aleatoare *X* să ia valori în cadrul intervalului $[x, x+dx)$ este egală (figura 3.10) cu produsul dintre lungimea intervalului şi valoarea funcției ***f*** (denumită *densitate de probabilitate* sau *densitate de repartiție*) în punctul ***x***.

$$\mathrm{Prob}\left(X \in [x, x+dx)\right) = f(x)\,dx \qquad (3.56)$$

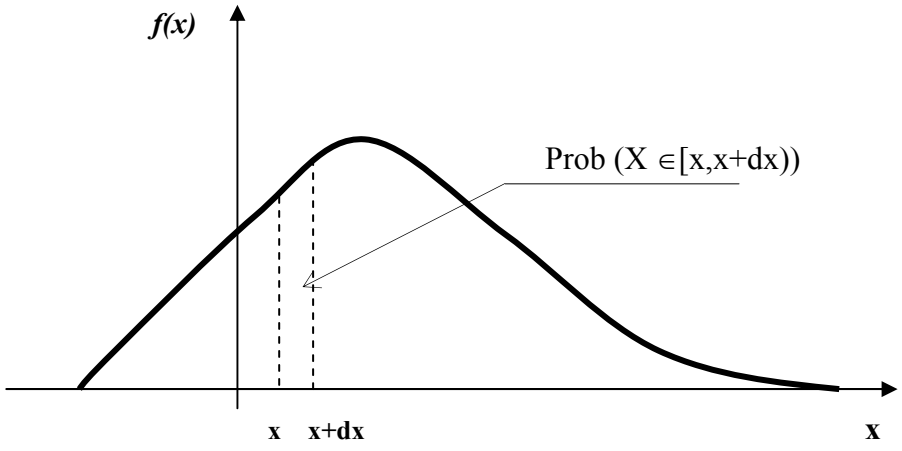


Figura 3.10 Densitatea de repartiție a unei variabile aleatoare continue

Denumirea de densitate pentru funcția $f(x)$ este preluată din fizică (prin analogie cu densitatea $\rho(x)$ a unei bare neomogene).

Se reaminteşte că repartiția unei variabile discrete *X*, se reprezintă simbolic prin:

$$X: \begin{pmatrix} x_i \\ f(x_i) \end{pmatrix} \qquad (3.57)$$

unde $f(x_i)$ este probabilitatea elementară. În mod similar, în cazul variabilei continue, la care probabilitatea elementară este după cum s-a arătat $f(x)\cdot dx$, ar trebui utilizată notația:

$$X:\ \begin{pmatrix} x \\ f(x)\cdot dx \end{pmatrix} \tag{3.58}$$

În practică însă se foloseşte reprezentarea simplificată:

$$X:\ \begin{pmatrix} x \\ f(x) \end{pmatrix} \tag{3.59}$$

unde, însă aşa cum s-a mai arătat $f(x)$ defineşte o densitate de probabilitate şi nu o funcție de probabilitate:

$$f(x)=\lim_{\Delta x\to 0}\frac{\text{Prob}(X\in[x,\ x+\Delta x))}{\Delta x} \tag{3.60}$$

Cu alte cuvinte, $f(x)\neq \text{Prob}(X=x)$, care este de altfel nulă; raționând chiar intuitiv, probabilitatea aferentă unei valori punctuale (în condițiile în care variabila poate lua o infinitate de astfel de valori) este zero:

$$\text{Prob}(X=x)=0 \tag{3.61}$$

Densitatea de repartiție $f(x)$ reprezintă deci mărimea probabilității pe unitatea de lungime din intervalul: $[x,\ x+\Delta x)$.

O repartiție continuă poate fi privită şi ca limită a unei repartiții discrete, care ia un număr din ce în ce mai mare de valori (în final o mulțime de puterea continuului). Ca urmare, toate considerațiile expuse la variabilele discrete se păstrează, cu mici diferențe. Una dintre aceste diferențe este faptul că semnul sumă se va înlocui prin operatorul de integrare.

De exemplu, suma probabilităților elementare la variabilele discrete este unitară:

$$\sum_{i=1}^{n} p_i = 1 \tag{3.62}$$

În cazul variabilelor continue relația echivalentă este următoarea:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(x)\,dx = 1 \tag{3.63}$$

În mod similar, se va defini funcția de repartiție $F(x)$.

În cazul variabilei discrete probabilitatea de nedepăşire a valorii particulare ***x*** rezultă prin însumarea probabilităților aferente valorilor variabilei mai mici decât ***x***:

$$F(x) = \sum_{x_i < x} \text{Prob}\left(X = x_i\right) \tag{3.64}$$

În cazul variabilei continue, semnul sumă se transformă în integrală; limita inferioară de integrare este marginea inferioară a intervalului de definiție (sau pentru generalitate $-\infty$), iar limita superioară este evident valoarea particulară *x*. *Probabilitatea de nedepăşire* în cazul unei variabile aleatoare continue prin definiție este:

$$F(x) = \int_{-\infty}^{x} f(x)\,dx \tag{3.65}$$

Valoarea probabilității de nedepăşire a lui *x* este egală deci cu aria densității de repartiție situată la stânga punctului *x* (figura 3.11).

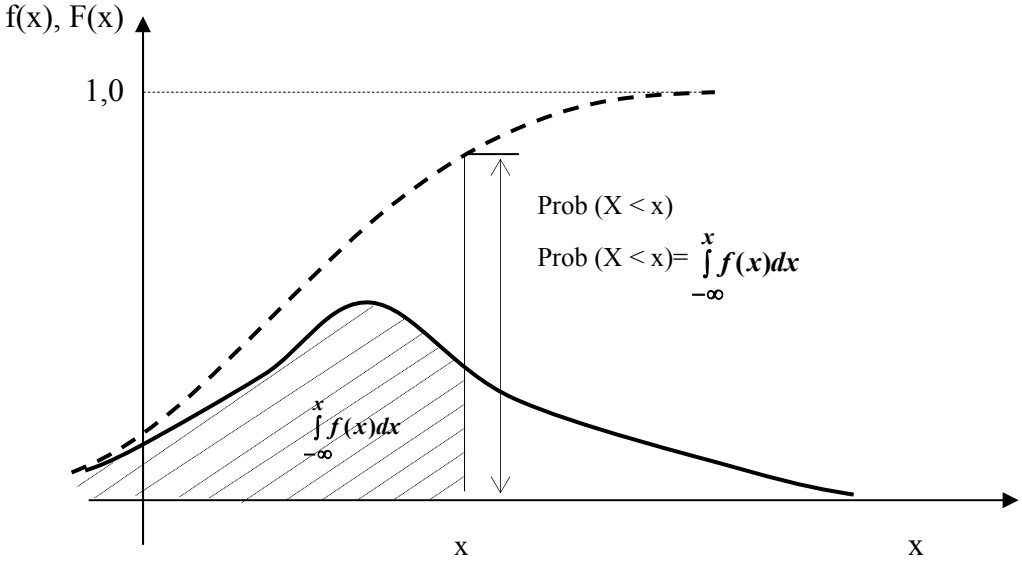


Figura 3.11 Interpretarea geometrică a probabilității de nedepăşire.

În mod similar, se poate obține probabilitatea apartenenței la un anumit interval:

$$\begin{aligned}&\text{Prob}\left(x_1 \le X < x_2\right) = \text{Prob}\left[X \in \left(-\infty,\ x_2\right)\right] - \text{Prob}\left[X \in \left(-\infty,\ x_1\right)\right] = \\ &= \text{Prob}\left(X < x_2\right) - \text{Prob}\left(X < x_1\right) = \int_{-\infty}^{x_2} f\left(x\right) dx - \int_{-\infty}^{x_1} f\left(x\right) dx = -\int_{-\infty}^{x_1} f\left(x\right) dx + \\ &+ \int_{-\infty}^{x_2} f\left(x\right) dx = \int_{x_1}^{-\infty} f\left(x\right) dx + \int_{-\infty}^{x_2} f\left(x\right) dx = \int_{x_1}^{x_2} f\left(x\right) dx\end{aligned} \tag{3.66}$$

Rezultă deci:

$$\text{Prob}\left(x_1 \le X < x_2\right) = \int_{x_1}^{x_2} f\left(x\right) dx = F\left(x_2\right) - F\left(x_1\right) \tag{3.67}$$

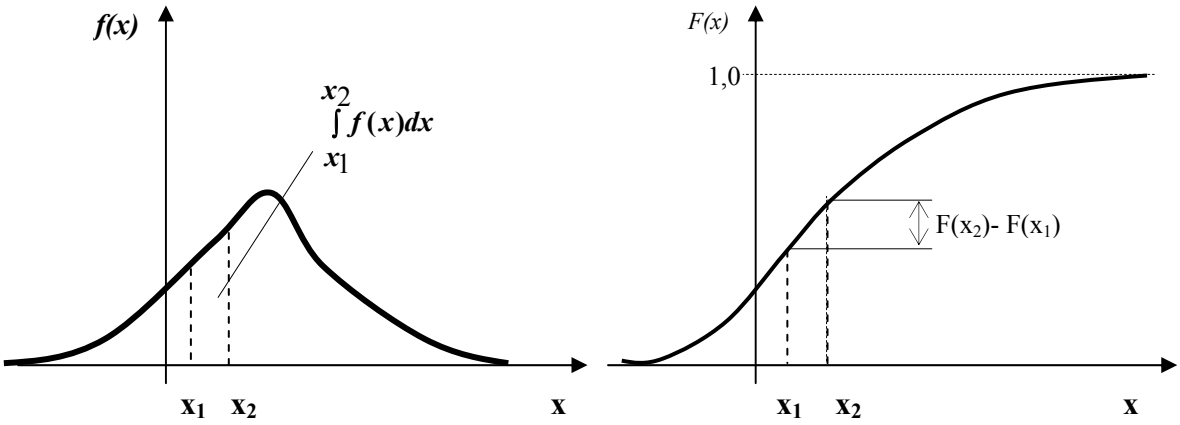


Figura 3.12 Probabilitatea apartenenței la un anumit interval

Cu alte cuvinte, probabilitatea apartenenței la un interval este egală cu aria trapezului curbiliniu haşurat pe graficul din figura 3.12; aceeaşi probabilitate se poate obține şi ca diferență a ordonatelor funcției de repartiție corespunzătoare absciselor x_2, respectiv x_1.

Dacă intervalul $\left[x_1, x_2\right)$ devine din ce în ce mai mic, adică $\left[x,\ x + \Delta x\right)$, raportul:

$$\frac{F\left(x + \Delta x\right) - F\left(x\right)}{\Delta x} \tag{3.68}$$

reprezintă valoarea tangentei (derivata) funcției de repartiție în punctul *x*.

Dar acest raport este chiar densitatea de repartiție $f(x)$.

Într-adevăr:

$$f(x)=\lim_{\Delta x\to 0}\frac{\Pr ob[X\in[x,\ x+\Delta x)]}{\Delta x}=\lim_{\Delta x\to 0}\frac{F(x+\Delta x)-F(x)}{\Delta x}=F'(x) \qquad (3.69)$$

Cu alte cuvinte densitatea de repartiție $f(x)$ este aproximativ derivata funcției de repartiție $F(x)$ în punctul *x*.

Acest lucru era de altfel de aşteptat, operațiile de integrare şi derivare fiind operații inverse.

În practică, aşa cum s-a arătat şi la variabilele continue interesează în mare măsură pe lângă probabilitatea de nedepăşire şi probabilitatea evenimentului contrar $\text{Prob}(X\geq x)$ numită *probabilitate de depăşire*.

$$\begin{aligned}&F^c(x)=\Pr ob(X\geq x)=1-\Pr ob(X<x)=1-F(x)=\\&=1-\int_{-\infty}^{x}f(x)\,dx=\int_{-\infty}^{+\infty}f(x)\,dx-\int_{-\infty}^{x}f(x)\,dx=\int_{-\infty}^{+\infty}f(x)\,dx+\int_{x}^{-\infty}f(x)\,dx= \qquad (3.70)\\&=\int_{x}^{-\infty}f(x)\,dx+\int_{-\infty}^{+\infty}f(x)\,dx=\int_{x}^{+\infty}f(x)\,dx\end{aligned}$$

În figura 3.13, se poate urmări reprezentarea grafică a celor două curbe; se observă caracterul de complementaritate în raport cu valoarea 1 (sau 100 %).

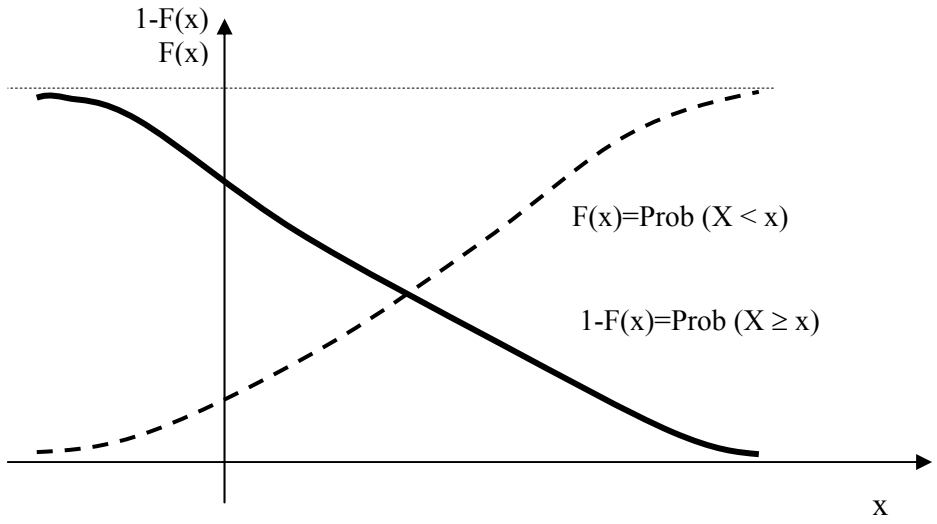


Figura 3.13 Probabilitatea de nedepăşire şi probabilitatea de depăşire

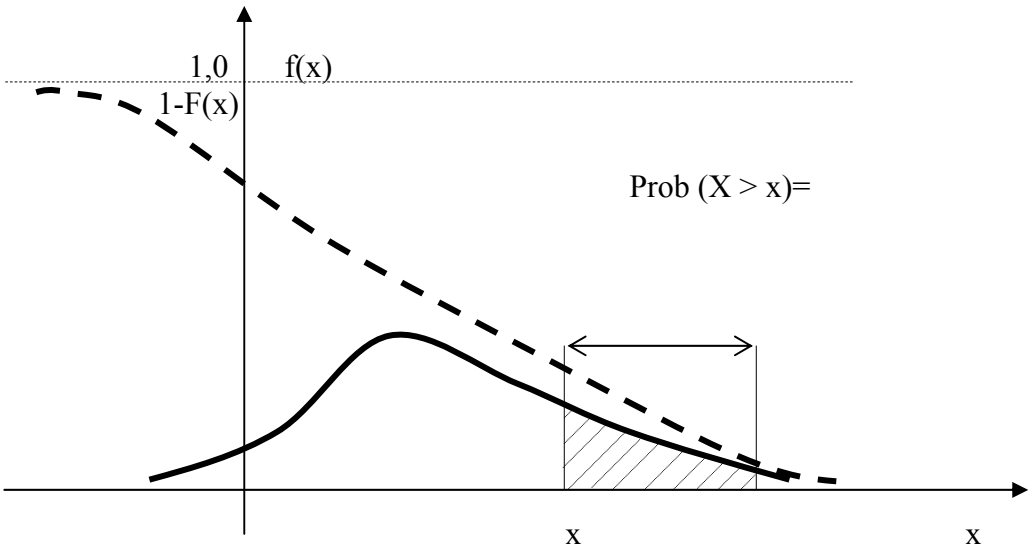


Figura 3.14 Interpretarea geometrică a probabilității de depăşire

În timp ce probabilitatea de nedepăşire $F(x)$ reprezintă acea parte a ariei densității de repartiție situată la stânga punctului ***x***, probabilitatea de depăşire este egală cu valoarea ariei curbei de densitate de la dreapta aceluiaşi punct ***x*** (figura 3.14) [Drobot R., 1997].

B. REPREZENTAREA GRAFICĂ A PROBABILITĂȚII DE DEPĂŞIRE ÎN HIDROLOGIE

După cum s-a arătat, în hidrologie probabilitatea capătă caracter de variabilă independentă; ca urmare, se va proceda la o răsturnare şi o rotire a reprezentărilor precedente în aşa fel încât ordonata să devină abscisă, iar abscisa ordonată. Procedând în acest mod, graficul din figura 3.14 devine figura 3.15:

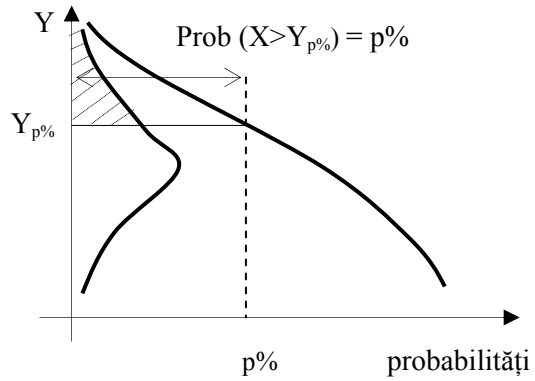


Figura 3.15 Reprezentarea probabilităților de depăşire în hidrologie.

Probabilitatea de depăşire a valorii $y_{p\%}$ este egală cu aria haşurată a densităţii de repartiţie, iar probabilitatea de nedepăşire cu aria nehaşurată.

După cum s-a mai arătat, în hidrologie interesează în special probabilitatea de depăşire; din acest motiv, probabilitatea de nedepăşire nici nu a mai fost reprezentată pe graficul din fig. 3.16.

Cu cât valoarea $y_{p\%}$ este mai mare, cu atât aria cuprinsă între densitatea de repartiţie, ordonată şi paralela dusă prin $y_{p\%}$ la abscisă este mai mică (deci probabilitatea de depăşire p% este mai redusă). De aici rezultă că unei probabilităţi de depăşire din ce în ce mai mici îi vor corespunde valori ale variabilei aleatoare din ce în ce mai mari.

Deci,

$$p_{1\%} < p_{10\%} \longrightarrow Q_{1\%} > Q_{10\%} \qquad (3.71)$$

De exemplu, debitul cu probabilitatea de depăşire 10 % este mai mic decât debitul cu probabilitatea de depăşire 1 %, iar acesta este mai mic decât valoarea corespunzătoare probabilităţii de 0,1 % etc. (figura 3.16).

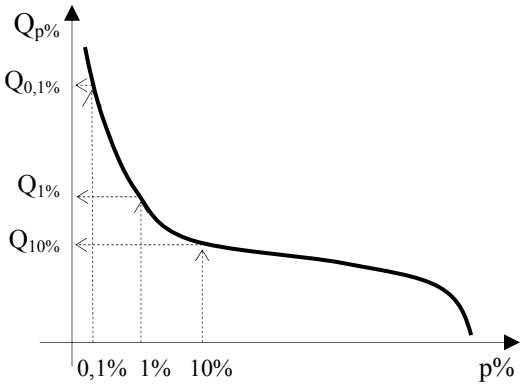


Figura 3.16 Curba probabilităţilor de depăşire a debitelor maxime anuale

C. EXTRAPOLAREA REPARTIŢIILOR EMPIRICE PRIN REPARTIŢII TEORETICE

Repartiţiile teoretice caracterizează întreaga populaţie statistică; ele sunt definite prin expresii analitice depinzând în general de 2 - 3 parametri. Repartiţiile empirice sunt obţinute în urma cercetării unei selecţii (eşantion) de volum redus şi furnizează informaţii în vederea evaluării caracteristicilor întregii populaţii (estimarea parametrilor repartiţiilor teoretice).

Aceleaşi probleme, comune de altfel tuturor investigaţiilor statistice independent de domeniu, se ridică şi în hidrologie.

Distribuţiile fenomenelor hidrologice aleatoare sunt de natură empirică, fiind obţinute dintr-un set limitat de date rezultat al observaţiilor şi înregistrărilor. Dar la proiectarea uni lucrări hidrotehnice sunt necesare anumite mărimi hidrologice (debite, niveluri etc.) care au probabilităţi de depăşire ce depăşesc în mod curent domeniul valorilor măsurate. Astfel, dacă măsurătorile hidrologice sistematice se întind pe 20 de ani, utilizând formula $\frac{i}{n+1}$, rezultă că debitele măsurate corespund unor probabilităţi empirice cuprinse aproximativ între 5% - 95%; pentru 50 de ani de măsurători domeniul probabilităţilor empirice ar fi cuprins între 2% - 98%.

De fapt, acesta este cazul râurilor interioare din ţară, unde măsurătorile hidrologice acoperă o perioadă în general de 20-50 de ani. Dar la proiectarea sau verificarea unor părţi ale sistemelor hidrotehnice sunt necesare mărimi (de ex.: debite) cu probabilitatea de 1 % sau 0,1 % etc. În aceste condiţii, se recurge la prelungirea repartiţiilor empirice prin repartiţii teoretice (figura 3.17), care permit extrapolări în afara domeniului de măsurare.

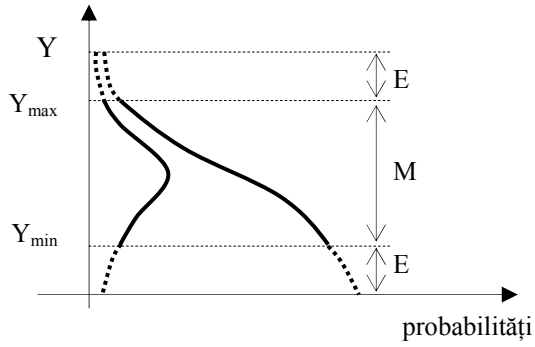


Figura 3.17. Extrapolarea repartiţiei empirice printr-o repartiţie teoretică.
M, domeniul valorilor măsurate; E, domeniul valorilor extrapolate.

Pentru unele cazuri particulare, funcţiile de repartiţie teoretice sunt cunoscute aprioric. În marea majoritate a cazurilor însă, alegerea funcţiei de repartiţie teoretice este mai dificilă; uneori două sau trei funcţii teoretice se pretează la fel de bine pentru aproximarea repartiţiilor empirice.

Selecţionarea unei funcţii de repartiţie cu un număr mai mare sau mai mic de parametri, constituie în fond o problemă de optimizare, având de ales între flexibilitatea funcţiei şi gradul de siguranţă al parametrilor estimaţi. Astfel, dacă numărul de parametri este mai mare (3 – 4, de ex.), erorile de calcul la aprecierea lor sunt mai mari şi deci ei sunt mai imprecis determinaţi; invers, la un număr mic de parametri, precizia evaluării parametrilor este ridicată, dar funcţia teoretică este prea puţin flexibilă şi

deci aproximarea repartiției empirice va fi grosolană. Adevărata funcție de repartiție a populației statistice este de altfel greu de obținut; astfel, dacă dintr-o populație statistică se realizează o selecție de volum *n*, şi i se determină funcția de repartiție, aceasta poate să difere de funcția găsită pentru altă selecție de acelaşi volum, şi de asemenea, pot să difere de funcția de repartiție a populației statistice.

În principiu, în cazul setului de date hidrologice înregistrate, ar trebui propuse mai multe funcții teoretice pentru aproximarea distribuției empirice; în continuare, ar trebui determinați parametrii acestor funcții şi apoi pe baza testelor de verificare a ipotezelor statistice s-ar reține o singură funcție teoretică.

Calitatea aproximării va depinde de mărimea eşantionului, alegerea adecvată a funcției şi utilizarea celor mai corespunzătoare metode de estimare a parametrilor.

În practica hidrologică însă, acest proces de căutare a celei mai adecvate repartiții teoretice nu mai are loc, admițându-se aprioric că distribuția mărimilor analizate urmează o lege de tip Gama (cu 2 sau 3 parametri) sau o lege logaritmic normală.

Experiența a arătat de fapt, că aceste funcții se pretează foarte bine pentru analiza fenomenelor hidrologice din țara noastră.

Estimarea variabilelor (parametrilor) care intervin în funcțiile de repartiție teoretice are la bază prelucrarea informațiilor conținute în şirul de date măsurat. Plecând de la valorile înregistrate se calculează o serie de valori tipice (caracteristice) ale variabilelor de selecție cum sunt: valoarea medie, dispersia, abaterea medie pătratică etc. Se consideră apoi că aceste valori tipice sau parametri ai repartiției empirice sunt în acelaşi timp şi parametrii repartiției teoretice, utilizate pentru ajustarea şi extrapolarea repartiției empirice (cu alte cuvinte, parametrii populației statistice sunt estimați pe baza selecției de care se dispune prin măsurători); evident acest procedeu constituie o aproximație, care constituie o sursă de erori a calculului static [Giurma I., Giurma R., 2002].

3.4. VALORI TIPICE ALE VARIABILELOR ALEATOARE

Variabilele aleatoare sunt complet caracterizate prin densitatea de repartiție sau funcția de repartiție.

De multe ori, în practică este necesară o definire mai sumară a variabilelor aleatoare analizate; în acest scop, se utilizează anumite valori caracteristice ataşate variabilelor aleatoare şi care pot fi grupate în parametri ai tendinței centrale, ai variabilității şi ai formei.

A.PARAMETRI AI TENDINȚEI CENTRALE

Aceşti parametri definesc zona de grupare a celor mai frecvente valori.

a_1) Valoarea medie

Fie o variabilă aleatoare discretă *X*, definită prin distribuția :

$$X: \begin{pmatrix} x_1 & x_2,\ldots,x_n \\ p_1 & p_2,\ldots,p_n \end{pmatrix} \tag{3.72}$$

În acest caz, valoarea medie a variabilei *X*, notată prin $M(X)$, *m* sau μ este prin definiție egală cu:

$$M(X)=\sum_{i=1}^{n} x_i\ p_i \tag{3.73}$$

Dacă cele *n* valori sunt echiprobabile $(p_i = 1/n)$, atunci se obține cunoscuta relație a mediei aritmetice:

$$M(X)=\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{n}x_i=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i \tag{3.74}$$

Media de selecție va fi notată în continuare prin $\bar{x}$ pentru a o deosebi de media *m* a populației. Se poate demonstra că valoarea $\bar{x}$ poate fi luată drept indicator de estimare a mediei *m* a întregii populații; acest procedeu de estimare are o deplină justificare teoretică şi este utilizat în practică chiar şi pentru valori ale lui $n<30$. Estimarea mediei pe baza acestei relații este cea mai bună, în sensul că dispersia ei este mai mică decât cea care se poate obține cu ajutorul oricărui alt procedeu de estimare a mediei. Totuşi, dacă spațiul de selecție este redus, apariția din pură şansă a unor valori foarte mari sau foarte mici pot influența media aritmetică.

Pentru numeroase mărimi hidrologice, densitatea de repartiție a observațiilor reale este asimetrică; prin logaritmarea valorilor înregistrate se obțin funcții de repartiții simetrice, iar media aritmetică a acestor valori poate fi utilizată ca parametru al tendinței centrale.

Se poate scrie:

$$\frac{\log x_1+\log x_2+\ldots+\log x_n}{n}=\frac{\log\left(x_1\cdot x_2\ldots x_n\right)}{n}= \tag{3.75}$$
$$=\log\left(x_1\cdot x_2\ldots x_n\right)^{1/n}=\log\bar{X}_g$$

Mărimea $\overline{X}_g = \left(x_1 \cdot x_2 \ldots x_n\right)^{1/n}$ se numeşte medie geometrică. Prin calculul mediei geometrice şi logaritmarea ei se obține destul de comod media aritmetică a logaritmilor valorilor x_i ale variabilei aleatoare.

În cazul în care variabila aleatoare este continuă, suma din expresia $\sum_i x_i p_i$ se transformă în integrală, iar probabilitățile p_i se înlocuiesc prin probabilitățile elementare $f(x)dx$. Deci, în cazul unei variabile aleatoare continue valoarea medie este prin definiție:

$$M(X) = \int_{-\infty}^{+\infty} x\, f(x)\, dx \qquad (3.76)$$

Ca interpretare geometrică valoarea medie reprezintă abscisa centrului de greutate al ariei delimitate de graficul distribuției probabilităților şi abscisă (figura 3.18).

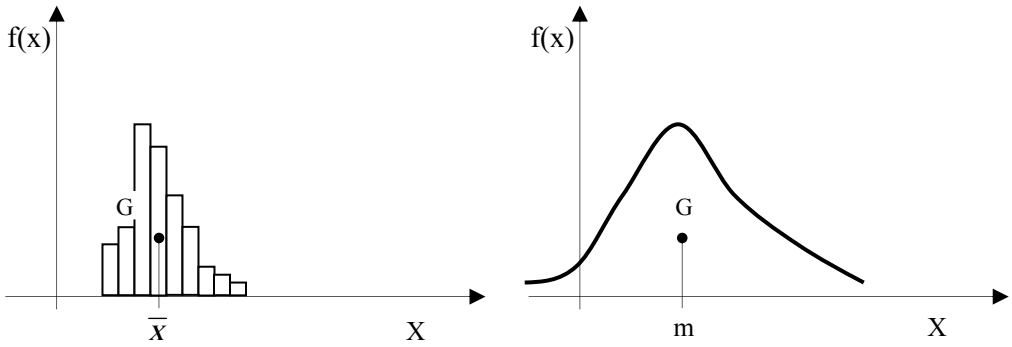


Figura 3.18 Interpretarea geometrică a valorii medii a unei variabile aleatoare.

a_2) Mediana

Mediana M_e reprezintă valoarea centrală a unei repartiții statistice.

Cu alte cuvinte, probabilitatea ca variabilă aleatoare X să ia valori mai mici decât M_e este egală cu probabilitatea ca X să ia valori mai mari decât M_e. Având în vedere faptul că:

$$F(M_e) + F^c(M_e) = 1 \text{ şi că: } F(M_e) = F^c(M_e) \qquad (3.77)$$

rezultă: $\text{Prob}(X < M_e) = \text{Prob}(X \geq M_e) = 0{,}5$.

Fie pentru început cazul unei variabile discrete, având valorile odonate crescător sau descrescător.

Dacă repartiția are $2k+1$ valori, mediana este valoarea având rangul $k+1$. Dacă repartiția are $2K$ valori, mediana este între valorile de rangul k şi $k+1$, şi în general, este reprezentată de media aritmetică a celor două valori. Reprezentând probabilitățile empirice de depăşire şi nedepăşire, mediana este situată la intersecția celor două grafice.

În cazul unei variabile aleatoare continue, mediana reprezintă abscisa acelui punct de pe curba densității de repartiție, a cărui ordonată împarte suprafața cuprinsă între curbă şi axa x în două suprafețe egale.

Interpretarea grafică a medianei se poate urmări în figura 3.19.

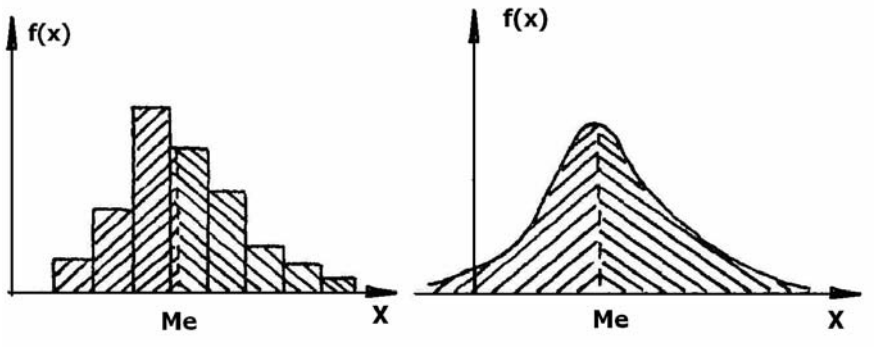


Figura 3.19 Interpretarea grafică a medianei

a$_3$) Modul

Modul M_o sau valoarea dominantă reprezintă acea valoare a variabilei care corespunde frecvenței celei mai mari.

Pentru o variabilă aleatoare de tip discret, având valorile x_i ordonate, crescător sau descrescător, cu probabilitățile empirice p_i, punctul x_m se numeşte mod dacă este satisfăcută relația:

$$p_m > p_i; \quad i \neq m \tag{3.78}$$

Cu alte cuvinte probabilitatea punctului x_i este mai mare decât probabilitatea de realizare a oricărei alte valori a variabilei.

Pentru o variabilă continuă se numeşte mod orice punct de maxim al densității de repartiție (deci pentru care $\frac{df}{dx}=0$ şi $\frac{d^2f}{dx^2}<0$).

Densitatea de repartiție $f(x)$ se numeşte unimodală, bimodală sau multimodală, după cum admite unul, doi sau mai mulți moduli.

În cazul unei repartiții unimodale simetrice, media aritmetică, mediana şi modul sunt identice; pentru o repartiție uşor asimetrică şi unimodală, mediana se găseşte între medie şi mod, distanța sa față de mod, fiind aproximativ dublul distanței sale față de media aritmetică (figura 3.20).

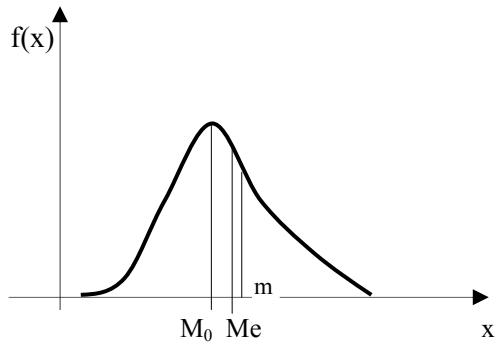


Figura 3.20. Poziția relativă a mediei aritmetice, medianei şi modului.

a4) Momente de ordin superior

În cazul unei variabile aleatoare discrete, momentul de ordinul *r* este prin definiție:

$$M_r = \sum_{i=1}^{n} x_i^r \; p_i \tag{3.79}$$

unde prin p_i s-au notat probabilitățile de apariție a valorilor x_i.

Dacă valorile x_i sunt echiprobabile $\left(p_i = \frac{1}{n} \right)$ rezultă:

$$M_r = \frac{1}{n} \sum x_i^r \tag{3.80}$$

Pentru $r = 1$, se obține chiar expresia mediei aritmetice (media de selecție):

$$M_1 = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum x_i \tag{3.81}$$

În cazul unei variabile aleatoare continue, definite prin densitatea de repartiție $f(x)$, momentul de ordin *r* se calculează cu expresia:

$$M_r = \int_{-\infty}^{+\infty} x^r \, f(x)\, dx \qquad (3.82)$$

Şi în acest caz, pentru $r = 1$ se obține valoarea medie a variabilei:

$$M_1 = m = \int_{-\infty}^{+\infty} x \, f(x)\, dx \qquad (3.83)$$

Denumirea de moment este împrumutată din mecanică, probabilitățile, respectiv densitatea de repartiție, jucând rolul forțelor al căror moment se calculează, iar valorile x_i ale variabilei reprezintă brațul forței. Conform definiției, momentul se calculează în raport cu originea axelor de coordonate. Un interes special îl prezintă momentele centrale, care se calculează în raport cu valoarea medie a variabilei.

Deoarece momentele centrate de ordin superior intervin în calculul unor parametri ai variabilității şi formei, ele vor fi definite după prezentarea acestor parametri [Giurma I., Drobot R., 1987].

B. PARAMETRI AI VARIABILITĂȚII

Valorile tipice prezentate anterior caracterizează poziția centrului de grupare, aceste mărimi nefurnizând nici un fel de informații privind gradul de dispersare al valorilor pe care le poate lua variabila aleatoare față de valoarea centrală. S-au imaginat mai mulți parametri pentru măsurarea dispersiei, bazați în general pe noțiunea de abatere.

b_1) Amplitudinea sau extinderea repartiției

Reprezintă abaterea dintre cea mai mare valoare observată $x_{\max}$ şi cea mi mică $x_{\min}$:

$$a = x_{\max} - x_{\min} \qquad (3.84)$$

Este cel mai simplu parametru din această categorie, dar şi cel mai aproximativ.

b_2) Abaterea medie aritmetică

Se mai numeşte abaterea medie şi reprezintă media abaterilor în valoarea absolută:

$$e_M = \frac{\sum_{i=1}^{n} |x_i - \bar{x}|}{n} \tag{3.85}$$

Aşa cum tendința centrală a unei repartiții se exprimă de obicei prin media aritmetică, în acest caz, s-a exprimat dispersia pe baza abaterilor măsurate în raport cu media aritmetică. Cu acest parametru nu se pot efectua însă calcule algebrice.

b_3) Dispersia sau varianța

Un alt mod de a evidenția valorile absolute ale abaterii față de medie constă în definirea dispersiei variabilei aleatoare.

Dispersia se calculează cu expresia:

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - m)^2 \cdot p_i \tag{3.86}$$

în cazul variabilelor aleatoare discrete şi cu:

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - m)^2 f(x)\, dx \tag{3.87}$$

pentru variabilele continue.

În cazul unei selecții de volum limitat pentru dispersie în loc de σ^2 (rezervată pentru populația statistică) se va utiliza notația s^2 (care reprezintă de fapt un indicator de estimație al dispersiei populației analizate).

În cazul unei selecții de volum $n > 30 \div 40$, admițând că valorile x_i ale variabilei sunt egal probabile pentru calculul dispersiei se poate utiliza relația:

$$s^2 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2 \cdot p_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2 \tag{3.88}$$

unde $\bar{x}$ este media de selecție (media aritmetică a valorilor înregistrate).

Dacă numărul de valori $n < 30$, dispersia populației originare se poate estima cu ajutorul relației:

$$s^2 = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 \qquad (3.89)$$

Pentru a exemplifica modul în care dispersia reflectă gradul de împrăştiere a valorilor variabilei în figura 3.21, s-au considerat două densităţi de repartiţie continue şi simetrice, având aceeaşi valoare medie.

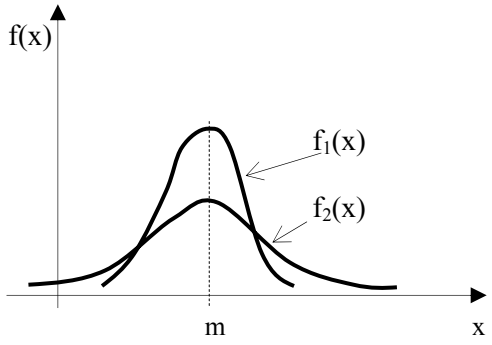


Figura 3.21 Caracterizarea împrăştierii valorilor variabilei prin intermediul dispersiei.

Este evident că la cea de a doua repartiţie, punctele mai depărtate de valoarea medie *m*, deţin o pondere mai mare decât în cazul repartiţiei $f_1(x)$ şi deci $s_2^2 > s_1^2$ (dispersia valorilor celei de a doua repartiţii este mai mare decât dispersia asociată primei repartiţii). Este de remarcat faptul că, dispersia accentuează efectul abaterilor mari, acestea intervenind în formula de definiţie la puterea a doua.

b4) Abaterea medie pătratică (abaterea standard)

Dispersia prezintă dezavantajul că se exprimă în unităţile de măsură ale variabilei ridicate la pătrat. Pentru a elimina acest neajuns s-a introdus un alt indicator şi anume abaterea medie pătratică, definit ca radicalul de ordinul doi al dispersiei:

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} \quad (\textit{pentru populaţii statistice}) \qquad (3.90)$$

sau

$$s = \sqrt{s^2} \quad (\textit{pentru selecţii}) \qquad (3.91)$$

Având în vedere numărul, în general redus al valorilor hidrologice din măsurători (selecţii cu $n < 30$), pentru calculul abaterii medii pătratice se utilizează relaţia:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \tag{3.92}$$

b$_5$) Coeficientul de variaţie

Pentru a elimina complet influenţa unităţilor de măsură ale variabilei, s-a introdus un parametru de dispersie relativ, definit ca raportul dintre abaterea medie pătratică şi media aritmetică:

$$C_v = \frac{\sigma}{m}, \qquad \textit{respectiv} \quad C_v = \frac{s}{\bar{x}} \tag{3.93}$$

după cum este vorba de populaţia statistică sau de o selecţie.

Rezultă că, coeficientul de variaţie are aceeaşi semnificaţie ca şi dispersia sau abaterea medie pătratică; cu cât coeficientul de variaţie C_v este mai mare, cu atât valorile variabilei aleatoare au o împrăştiere mai mare (sau ceea ce este acelaşi lucru, au un domeniu de variaţie mai mare).

În cazul unei selecţii de volum limitat *n*, coeficientul de variaţie se calculează cu formula:

$$C_v = \frac{1}{\bar{x}}\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}{(n-1)\bar{x}^2}} = \\ = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_1 - \bar{x}}{\bar{x}}\right)^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i}{\bar{x}} - 1\right)^2} \tag{3.94}$$

Notând raportul $\frac{x_i}{\bar{x}} = k_i$ relaţia de calcul devine:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^2}{n-1}} \tag{3.95}$$

Coeficientul de variație este cuprins între zero şi doi, având o valoare medie de 0,5.

Valoarea coeficientului de variație exercită o influență directă asupra dimensiunilor lucrărilor de gospodărire a apelor; pentru râuri cu variabilitate mare a debitelor(deci cu C_v mare) sunt necesare volume mai mari ale lacurilor de acumulare pentru a putea realiza acelaşi grad de regularizare a debitelor cursului de apă respectiv.

b_6) Momente centrate

La momentele de ordin superior s-a arătat că acestea sunt calculate în raport cu originea axelor de coordonate. Efectuând calculul momentelor față de valoarea medie a variabilei se obțin aşa-numitele momente centrate.

Momentul centrat de ordinul *r* este prin definiție:

$$m_r = \sum_{i=1}^{m} (x_i - m)^r \, p_i \quad (\textit{pentru variabilele discrete})$$

şi (3.96)

$$m_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - m)^r \, f(x)\, dx \quad (\textit{pentru variabilele continue}).$$

Momentele de ordin par au valori pozitive, în timp ce momentele de ordin impar pot fi pozitive sau negative.

În cazul unei selecții, la care toate valorile variabilei sunt echiprobabile, momentul centrat de ordinul *r* se calculează cu relația:

$$m_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})^r \tag{3.97}$$

Particularizând expresia lui m_r pentru $r = 1$ se obține:

$$\begin{aligned} m_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x}) = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^{n} x_i - \sum_{i=1}^{n} \overline{x} \right] = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i - \frac{1}{n} (\overline{x} + \overline{x} + \ldots + \overline{x}) \\ = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i - \frac{n \cdot \overline{x}}{n} = \overline{x} - \overline{x} = 0 \end{aligned} \tag{3.98}$$

Deci, momentul centrat de ordinul 1 (valoarea medie a abaterilor față de medie) este nul.

Momentul centrat de ordinul 2 este chiar dispersia variabilei aleatoare; într-adevăr:

$$m_2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i - \bar{x}\right)^2 = s^2 \tag{3.99}$$

În acelaşi timp, abaterea medie pătratică este radicalul momentului centrat de ordinul 2:

$$s = \sqrt{m_2} \tag{3.100}$$

iar coeficientul de variație C_v este:

$$C_v = \frac{s}{\bar{x}} = \frac{\sqrt{m_2}}{M_1} \tag{3.101}$$

unde M_1 este media aritmetică sau momentul de ordinul unu al variabilei.

Momentul centrat de ordinul 2 (sau dispersia) poate fi calculat numai în funcție de momentele centrate de ordinul unu şi doi.

Într-adevăr:

$$m_2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i - \bar{x}\right)^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^2 - 2x_i\bar{x} + \bar{x}^2\right) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i^2 - 2\bar{x}\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i + \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\bar{x}^2 \tag{3.102}$$

Deci: $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i = \bar{x}$, iar: $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\bar{x}^2 = \frac{n\cdot\bar{x}^2}{n} = \bar{x}^2$.

Se obține deci:

$$m_2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i^2 - 2\bar{x}^2 + \bar{x}^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i^2 - \bar{x}^2 \tag{3.103}$$

Dar: $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i^2 = M_2$, iar $\bar{x}^2 = M_1^2$.

Deci: $m_2 = s^2 = M_2 - M_1^2$.

Această relație este deosebit de utilă pentru calculul dispersiei, respectiv al abaterii medii pătratice şi al coeficientului de variație întrucât scurtează mult calculele. În practica hidrologică, această relație este mai puțin utilizată, preferându-se relația de definiție:

$$m_2 = s^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i - \bar{x}\right)^2 \qquad (3.104)$$

În mod similar, se poate arăta că momentul centrat de ordinul 3 se poate calcula cu relația:

$$m_3 = M_3 - 3M_2M_1 + 2M_1^3 \qquad (3.105)$$

Şi în acest caz, în hidrologie este preferată relația de definiție a momentelor de ordinul 3, deşi calculele sunt mai laborioase.

Pentru a ține seama de numărul limitat de valori disponibile din înregistrări (selecții de volum redus), în expresia momentului centrat de ordinul 2 sau 3, numitorul nu va avea valoarea *n*, ci $n - 1$.

În final, mai trebuie arătat că, cu cât ordinul *r* al momentului centrat m_r este mai mare, cu atât apariția din pură şansă în cadrul selecției a unor valori foarte mari sau foarte mici (deci, care se abat mult de la medie) va influența în mai mare măsură valoarea momentului. Rezultă că, cu cât *r* este mai mare, cu atât parametrii statistici ai selecției diferă mai mult de parametrii populației analizate [Giurma I., Drobot R., 1987].

C. PARAMETRI AI FORMEI

Dacă valorile variabilei sunt egal dispersate de o parte şi de alta a valorii centrale, variabila are o repartiție simetrică; în caz contrar, repartiția este asimetrică.

Pentru o repartiție simetrică media, mediana şi modul coincid, iar valorile densității de repartiție sunt egale în raport cu valoarea medie:

$$f\left(m - x\right) = f\left(m + x\right) \qquad (3.106)$$

Singurul indicator utilizat în hidrologie pentru caracterizarea formei este coeficientul de asimetrie, notat prin C_s.

Prin definiție:

$$C_s = \frac{m_3}{\sigma^3} \qquad (3.107)$$

unde m_3 este momentul centrat de ordinul 3, iar σ este abaterea medie pătratică.

În cazul unei variabile aleatoare de selecție, coeficientul de asimetrie se calculează cu relația:

$$C_s = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^3 \cdot \frac{1}{s^3} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^3 \cdot \frac{1}{(\bar{x} \cdot C_v)^3} = \\ = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i - \bar{x}}{\bar{x}}\right)^3 \cdot \frac{1}{C_v^3} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i}{\bar{x}} - 1\right)^3 \cdot \frac{1}{C_v^3} \tag{3.108}$$

Notând ca şi la calculul coeficientului de variație raportul $\frac{x_i}{\bar{x}} = k_i$ relația devine:

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^3}{(n-1)C_v^3} \tag{3.109}$$

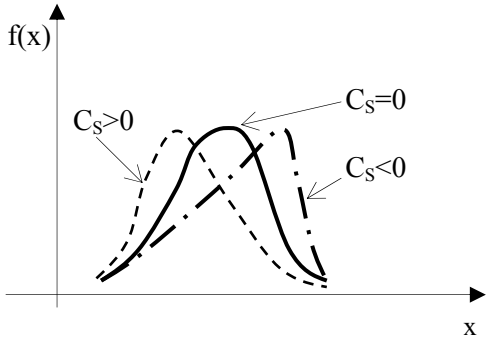


Figura 3.22 Forma densității de repartiție pentru valori ale lui C_s pozitive, nule sau negative (variabile aleatoare continue)

Coeficientul de asimetrie este nul în cazul unei repartiții simetrice deoarece ponderea punctelor din stânga valorii medii este egală cu ponderea celor din dreapta, semnele fiind însă contrare.

În cazul unei repartiții asimetrice, deplasată spre zona valorilor mici, coeficientul de asimetrie este pozitiv, deoarece, deşi mai puține, valorile $x_i > \bar{x}$ conduc la o sumă $\sum(x_i - \bar{x})^3$ mai mare decât valorile $x_i < \bar{x}$ (mai numeroase, dar cu abateri mai mici față de medie).

În mod similar, dacă distribuția este deplasată spre zona valorilor mari, coeficientul de asimetrie este negativ.

În general, în cazul variabilelor hidrologice, coeficientul de asimetrie este pozitiv. Rareori (de exemplu la prelucrarea şirului nivelurilor maxime în cazul unui râu cu o albie majoră cu o capacitate ridicată de transport), coeficientul de asimetrie rezultă negativ.

Pentru caracterizarea formei se mai poate utiliza şi coeficientul de boltire; în expresia lui intervin însă momente de ordinul 4 care sunt evaluate mai puțin precis. Din acest motiv coeficientul de boltire nu este utilizat în hidrologie.

D. CALCULUL PARAMETRILOR STATISTICI AI REPARTIȚIEI EMPIRICE

Datele hidrologice se prezintă în general, în ordine cronologică, mulțimea valorilor înregistrate formând seria hidrologică completă. De obicei, nu sunt utilizate însă seriile complete, ci se practică selectarea din serie a valorilor care prezintă interes în funcție de scopul urmărit, restul valorilor excluzându-se. Rezultă astfel serii de date parțiale.

Deosebit de utilizate sunt seriile valorilor extreme (maxime sau minime) şi care se obțin discretizând axa timpului în intervale egale şi alegând în cadrul fiecărui interval de timp valorile care interesează. Dacă intervalul de timp ales este de 1 an rezultă serii extreme anuale (de exemplu şirul debitelor maxime anuale); pentru intervale mai mici rezultă serii sezoniere. În marea majoritate a cazurilor, prelucrărilor statistice din hidrologie au ca scop trasarea curbei teoretice a probabilităților de depăşire a debitelor maxime sau minime anuale. Calculele respective au la bază aproximația că parametrii populației statistice (deci parametrii curbei teoretice a probabilităților) sunt aceiaşi cu parametrii şirului de date înregistrate (adică parametrii curbei empirice a probabilităților).

Ca urmare, prima operație constă în calculul parametrilor de selecție. După aceea este util să se cunoască erorile de care sunt afectați parametrii astfel determinați, aducând eventual corecții unora dintre ei. În sfârşit, cu parametrii astfel aleşi se cunoaşte curba teoretică a probabilităților de depăşire, curbă care permite extrapolarea şirului de date înregistrate în afara domeniului de măsurători curente.

Succesiunea operațiilor pentru construirea curbei empirice a probabilităților de depăşire şi calculul parametrilor statistici ai şirului de date înregistrate este următoarea:

- se selecționează din hidrograful debitelor şirul debitelor maxime (sau minime) anuale;

- se reordonează acest şir în ordine descrescătoare, de la cea mai mare valoare înregistrată la cea mai mică; fie ***i*** (i =1, …, n) numărul de ordine al debitului din şirul ordonat descrescător;
- se atribuie fiecărui debit Q_i probabilitatea de depăşire empirică:

$$p_i = \frac{i}{n+1} \tag{3.110}$$

- se reprezintă grafic punctele de coordonate (p_i, Q_i); reprezentarea astfel obținută poartă numele de curba empirică *a probabilităţilor de depăşire* (figura 3.23).

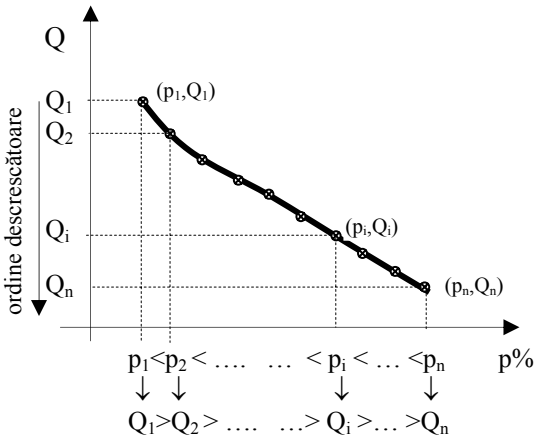


Figura 3.23 Curba empirică a probabilităţilor de depăşire

În continuare, se calculează valoarea medie a şirului de date:

$$\overline{Q} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_i \tag{3.111}$$

Suma se poate calcula utilizând atât coloana valorilor înregistrate în ordine cronologică, cât şi coloana variabilelor rearanjate în ordine descrescătoare, rezultatul fiind evident acelaşi.

Se calculează valorile $k_i = \frac{Q_i}{\overline{Q}}$. Se completează apoi coloanele corespunzătoare lui $k_i - 1$; $(k_i - 1)^2$ şi $(k_i - 1)^3$, necesare pentru calculul coeficientului de variaţie, respectiv de asimetrie:

$$C_v = \frac{\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^2}{n-1} \quad \text{şi} \qquad C_s = \frac{\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^3}{(n-1)C_v^3} \tag{3.112}$$

Calculul se conduce tabelar, după cum se prezintă tabelul 3.3.

Tabelul 3.3 Calculul parametrilor statistici ai repartiției empirice

Q (ordonat descrescător)	i	p_i	$\frac{Q_i}{\overline{Q}} = k_i$	k_i-1	$(k_i - 1)^2$	$(k_i - 1)^3$
Q_1	1	$\frac{1}{n+1}$				
Q_2	2	$\frac{2}{n+1}$				
.	.	.				
.	.	.				
Q_n	n	$\frac{n}{n+1}$				
$\frac{\sum Q_i}{n} = \overline{Q}$					$\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^2$	$\sum_{i=1}^{n}(k_i - 1)^3$

Ultimele două coloane servesc pentru calculul coeficientului de variație, respectiv de asimetrie.

De exemplu, în cazul distribuției Pearson III apare o problemă deosebit de importantă şi dificilă legată de extrapolarea probabilităților la capetele intervalului, problema care poate fi rezolvată cu ajutorul curbei de probabilitate teoretică de tip Pearson III [Giurma I., ş.a., 2001]. În acest caz apare necesitatea determinării coeficientului de asimetrie C_s în funcție de coeficientul de variație C_v.

$$\mathbf{C_s = \alpha\, C_v} \tag{3.113}$$

unde, valorile coeficientului α se aproximează în funcție de natura mărimii căreia i se calculează valorile probabilistice (α=0 pentru niveluri maxime; α=1,5 pentru debite medii anuale pe râuri care au regim nepermanent; α=2,0 pentru debitele medii anuale, minime de vară, maxime de primăvară; α=3÷3,5 pentru precipitatii maxime; α=3,5÷4,0 pentru debite maxime pe râurile mici).

După cum se va vedea mai departe, de multe ori coeficientul de asimetrie nu se mai calculează, fiind ales funcție de C_v.

Debitele maxime cu probabilitatea de depăşire *p*% (notate prin $Q_{p\%}$) calculate conform metodologiei expuse sunt utilizate pentru dimensionarea unor lucrări hidrotehnice (evacuatori de ape mari la baraje, alegerea înălțimii batardourilor şi a diametrului galeriilor de deviere a apelor în faza de construcție, stabilirea cotei digurilor de apărare împotriva inundațiilor etc).

Subevaluarea mărimii debitului $Q_{p\%}$ ar avea prin urmare consecințe foarte grave (se apreciază de exemplu că, circa 20 % din accidentele înregistrate la baraje în exploatare se datoresc subdimensionării descărcătorilor de ape mari).

Ca urmare, pentru construcțiile din clasa I, II şi III de importanță, la debitele maxime corespunzătoare probabilităților de verificare se adaugă o corecție de siguranță $\Delta Q_{p\%}$ evaluată cu formula:

$$\Delta Q_{p\%} = \frac{a \cdot E_{p\%}}{\sqrt{n}} Q_{p\%} \qquad (3.114)$$

În această relație:

- $Q_{p\%}$ reprezintă debitul cu probabilitatea de depăşire *p*%;

- ***a*** reprezintă un factor ținând cont de calitatea observațiilor şi are următoarele valori:

- a = 0,70 pentru râurile care se găsesc în regiuni bine studiate din punct de vedere hidrologic;
- a = 0,50 pentru fluviul Dunărea;
- a = 1,00 pentru râurile din zone slab studiate din punct de vedere hidrologic;
- $E_{p\%}$ reprezintă un factor de corecție care depinde atât de valoarea coeficientului de variație C_v, cât şi de probabilitatea de calcul *p* %. Valorile corecției $E_{p\%}$ se obțin din figura 3.24.

Mai trebuie menționat că, valoarea corecției $\Delta Q_{p\%}$ nu trebuie să depăşească 20 % din valoarea debitului la care se aplică.

O undă de viitură se caracterizează însă nu numai prin debitul său maxim, ci şi prin volumul său.

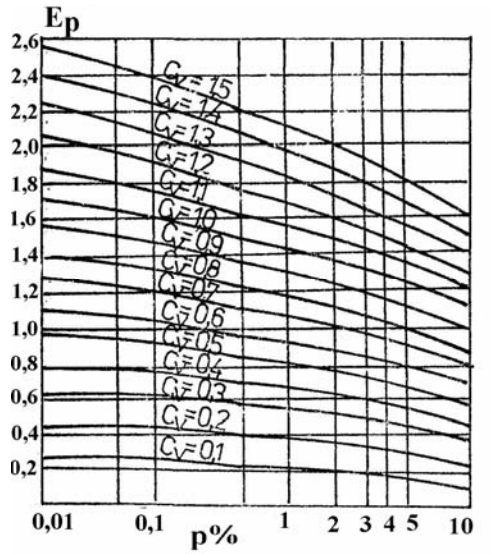


Figura 3.24 Valorile coeficientului de corecție $E_p\%$.

În figura 3.25 sunt prezentate două unde de viitură $Q_1(t)$ şi $Q_2(t)$, având acelaşi debit maxim, dar volume diferite (se reaminteşte că volumul undei de viitură este egal cu suprafața cuprinsă între hidrograful debitelor $Q(t)$ şi axa *OX* şi delimitată de verticalele duse prin origine şi momentul T_t ce corespunde duratei viiturii) [Giurma I., 2003].

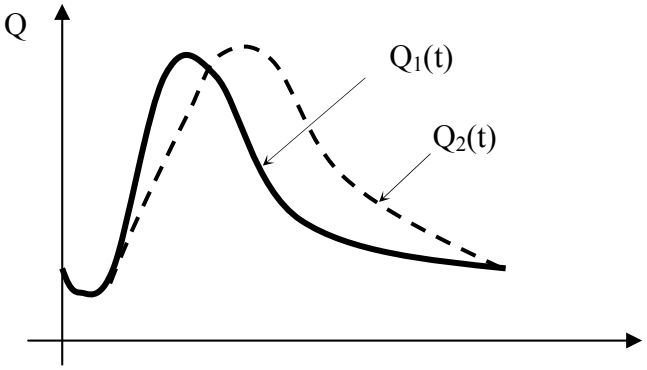


Figura 3.25 Unde de viitură având acelaşi debit maxim dar volume diferite

Volumul viiturii influențează direct modul de gospodărire a apelor mari; de exemplu în cazul unor viituri cu volume importante, tranşa de protecție nepermanentă a acumulării poate fi insuficientă pentru a asigura o atenuare satisfăcătoare în lac şi poate fi necesară (în funcție de timpul de anticipare a prognozelor hidrologice) o pregolire a acumulării.

În calculele practice, nu interesează tot volumul undei de viitură, ci numai acea parte care corespunde zonei debitelor maxime anuale. În acest scop, în primul rând trebuie stabilită durata T (exprimată în ore sau în zile) pentru care se calculează volumele maxime corespunzătoare.

După această operație, se calculează prin glisarea bazei T volumul maxim anual al undei de viitură de durata T (figura 3.26). După ce s-a obținut şirul volumelor maxime anuale de durată T ale undelor de viitură se procedează în acelaşi mod ca la construirea curbei probabilităților de depăşire a debitelor maxime. În cazul volumelor se va obține însă o familie de curbe, corespunzătoare diferitelor valori ale lui T.

Parametrii $\overline{Q}$, C_v şi C_s au fost calculați prin metoda momentelor (în evaluarea lor au intervenit momente de ordinul unu, doi, respectiv trei); această metodă, este de altfel şi cea mai utilizată în practică. Pentru estimarea parametrilor se mai poate folosi şi metoda verosimilității maxime ca şi metoda intervalelor de încredere [Giurma I., Giurma R., 2002].

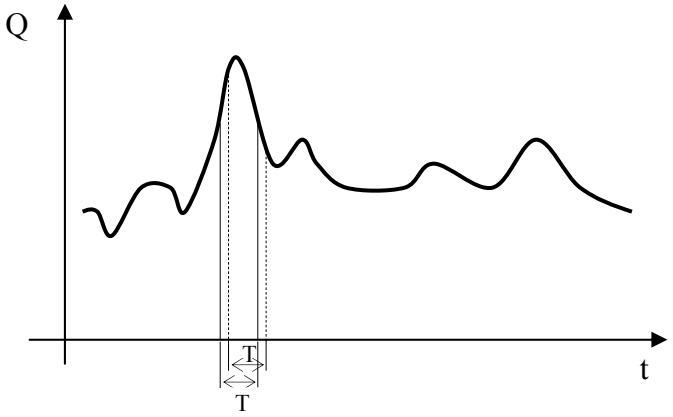


Figura 3.26 Obținerea volumului maxim anual prin glisarea segmentului de durată T

E. ERORI ŞI LIMITE ALE CALCULULUI STATISTIC

Efectuând diverse selecții de acelaşi volum dintr-o populație statistică şi calculând parametrii statistici uzuali (valoare medie, coeficient de variație şi coeficient de asimetrie) se obțin valori ale acestora, diferite de la selecție la selecție şi diferite de asemenea de parametrii corespunzători ai populației examinate. Cu cât volumul selecției este mai mare (iar la limită este volumul întregii populații) cu atât fluctuațiile parametrilor vor fi mai reduse.

Rezultă deci că volumul redus al selecției (în hidrologie, date pentru o perioadă cuprinsă în general între 20 ÷ 30 ani) constituie o importantă sursă de erori în calculul statistic. Luând drept măsură a erorii abaterea medie

pătratică a coeficienților C_v și C_s, se constată că cel mai afectat de lungimea șirului statistic este coeficientul de asimetrie pentru care abaterea medie pătratică este:

$$\sigma(C_s)=\sqrt{\frac{6}{n}} \qquad (3.115)$$

Pentru aceeași selecție de volum *n*, eroarea făcută la determinarea coeficientului de variație este mult mai mică:

$$\sigma(C_v)=\frac{C_v}{\sqrt{2n}}\sqrt{1+2C_v^2} \qquad (3.116)$$

Astfel, considerând o populație pentru care $C_v=0{,}5$ din formulele anterioare rezultă că pentru o selecție de volum *n* = 100, eroarea la determinarea lui C_s este de 25 %, în timp ce pentru C_v este 4,25 %. Pentru *n* = 20, respectiv 25, erorile pentru C_v sunt 9,7 %, respectiv 8,6%, în timp ce pentru C_s sunt inacceptabile peste 50 %. Admițând erori în calculul statistic de până 10 %, rezultă că pentru un șir de date mai mare de 20 ÷ 25 valori, pentru C_v se poate admite valoarea calculată, în timp ce coeficientul de asimetrie trebuie ales pe bază de experiență în funcție de valorile coeficientului de variație (care este determinat cu o precizie mult mai mare).

Coeficientul de asimetrie are următoarele valori (funcție de C_v):

$C_s=2C_v$, pentru debite maxime provenite din topirea zăpezilor;

$C_s=4C_v$, pentru debite maxime provenite din ploi;

$C_s=(3\div 4)C_v$, pentru debite maxime anuale indiferent de geneză, adoptându-se valoarea minimă în cazurile în care marea majoritate a debitelor din șir provin din topirea zăpezilor și valoarea maximă în cazul în care sunt cauzate de ploi.

Alte valori ale lui C_s sunt următoarele:

$C_s=0$, pentru niveluri maxime;

$C_s=1{,}5C_v$ pentru debitele medii anuale pe râurile care seacă;

$C_s=(3\div 3{,}5)C_v$ pentru precipitații maxime;

$C_s = (3{,}5 \div 4)C_v$, pentru debite maxime pe râuri mici;

$C_s = 2C_v$, pentru debite medii anuale şi debite minime de vară.

În sfârşit, pentru calculul volumelor maxime de durată *T* cu diverse probabilităţi de depăşire, coeficientul de asimetrie are următoarele valori:

$C_s = 2C_v$, pentru volume maxime provenite din topirea zăpezilor;

$C_s = 4C_v$, pentru volume maxime provenite din ploi;

$C_s = (2 \div 4)C_v$, pentru volume maxime indiferent de geneză, funcţie de provenienţa celei mai mari părţi a datelor din şirul analizat.

După calculul parametrilor şirului de date de care se dispune din măsurători se procedează la calculul valorilor unei curbe teoretice având aceeaşi parametri.

Urmează apoi reprezentarea pe un format special a curbei teoretice şi a curbei empirice. Se reaminteşte că, curba empirică este formată din punctele de coordonate ($p_i = \frac{1}{n+1}$; Q_i); mai trebuie precizat că punctele curbei empirice nu se unesc între ele.

În mod normal, curba teoretică trebuie să treacă printre punctele curbei empirice.

În anumite situaţii acest lucru poate să nu se realizeze. În acest caz, sunt de suspectat erori de determinare a unora dintre debitele din şir; se mai poate întâmpla ca în cadrul intervalului de *n* ani analizat să se fi produs debite cu probabilităţi de apariţie extrem de reduse (primele valori din şir să aibă deci probabilităţi mult inferioare frecvenţelor empirice calculate cu relaţii de tipul $i/(n+1)$).

Analizând cauzele care au produs nepotrivirile semnalate se pot identifica corecturile necesare; pentru obţinerea unei concordanţe cât mai bune între conturul curbei teoretice şi valorile măsurate se pot adopta şi alte măsuri:

a) modificarea valorii parametrilor C_v şi C_s; admiţând că eroarea la determinarea coeficientului de variaţie este în limitele $\pm\sigma \cdot C_v$ se va propune o nouă valoare pentru C_v cuprinsă în domeniul: $[C_v - \sigma \cdot C_v;\ \ C_v + \sigma \cdot C_v]$.

În ceea ce priveşte coeficientul de asimetrie, acesta va fi ales în funcţie de noua valoare a lui C_v;

b) utilizarea altor curbe teoretice de probabilitate (în afara curbelor Kriţkii-Menkl sau Pearson III) cum sunt de exemplu curbele log-normale, Johnson etc.

Tipul de curbă adecvat şirului statistic de valori înregistrate se va alege pe baza unor teste de concordanţă, ca de exemplu, criteriul χ^2 sau testul lui Kolmogorov;

c) utilizarea unei curbe empirice care să extrapoleze şirul de date, dar în acest caz, extrapolarea nu este permisă pentru probabilităţi mai mici de 1 %.

Principala cauză a erorilor inerente calculului statistic, o constituie volumul relativ redus al şirului de date din înregistrări. Chiar dacă s-ar dispune de date pe perioade îndelungate, aceasta nu constituie o garanţie deplină, în special în cazul unor bazine mici sau foarte mici. La aceste bazine influenţa activităţilor umane (despăduriri masive, urbanizarea progresivă etc) se resimte foarte puternic, conducând în timp la o creştere a valorii coeficientului de scurgere şi o micşorare a timpului de concentrare a precipitaţiilor în reţeaua hidrografică); ca urmare, se constată o creştere a frecvenţei cu care se înregistrează debite de probabilităţi considerate reduse. În aceste situaţii, este necesară renunţarea la valorile mai vechi ale şirului (care nu mai reflectă corect actuala situaţie a bazinului hidrografic), cu toate implicaţiile defavorabile pe care le are micşorarea numărului de valori disponibile pentru prelucrarea statistică [Drobot R., 1997].

3.5. REPARTIŢII CONTINUE UTILIZATE ÎN HIDROLOGIE

A. REPARTIŢIA NORMALĂ

Această repartiţie, cunoscută şi sub denumirea de legea lui *Gauss* sau legea *Gauss-Laplace*, ocupă un loc deosebit printre distribuţiile teoretice, fiind adeseori luată drept reper pentru comparaţia cu alte distribuţii. Repartiţia normală constituie de altfel, o lege limită către care tind unele distribuţii (binomială, *Poisson*) în anumite condiţii tipice. Pentru ca o variabilă aleatoare să aibă distribuţie normală, trebuie ca ea să depindă de un mare număr de factori, fiecare factor să aibă o influenţă relativ redusă, efectul fiecărui factor să fie independent de al celorlalţi şi să fie aditiv.

Distribuţia normală de parametri *m* şi σ este definită prin următoarea densitate de repartiţie:

$$f(x, m, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-m}{\sigma}\right)^2}; \qquad x \in R \tag{3.117}$$

Repartiția normală are următoarele proprietăți:

- funcția $f(x, m, \sigma)$ este definită pentru orice valoare reală a lui *x*, având ca domeniu de definiție întreaga axă reală de la $-\infty$ la $+\infty$ (este deci o funcție continuă);
- densitatea de repartiție normală are un singur maxim (este o repartiție unimodală) pe care şi-l atinge în punctul $x = m$; valoarea maximă a funcției este:

$$f(m) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \tag{3.118}$$

- densitatea de repartiție normală este simetrică față de verticala dusă prin $x = m$ şi scade simetric la stânga şi la dreapta această valoare, apropiindu-se necontenit de axa absciselor care este asimptotă orizontală; într-adevăr:

$$\lim_{x\to-\infty} f(x, m, \sigma) = \lim_{x\to+\infty} f(x, m, \sigma) = 0 \tag{3.119}$$

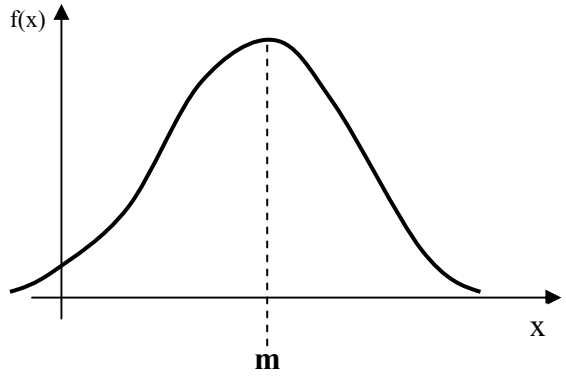


Figura 3.27 Graficul densității de repartiție pentru distribuție normală

- repartiția normală fiind simetrică, media, mediana şi modul coincid; în plus, coeficientul de asimetrie este nul (se reaminteşte că la repartițiile asimetrice acest coeficient este diferit de zero);
- funcția $f(x, m, \sigma)$ are formă de clopot (se mai numeşte şi clopotul lui *Gauss* de altfel) cu punctele de inflexiune în $x = m \pm \sigma$.

Repartizarea grafică a repartiției normale (exprimată prin intermediul densității de repartiție) este redată în figura 3.27.

Referitor la forma funcției $f(x, m, \sigma)$ trebuie arătat (figura 3.28) că, cu cât abaterea medie pătratică σ este mai mică clopotul este mai ascuțit, iar cu cât σ este mai mare clopotul este mai turtit (împrăştierea este mai mare).

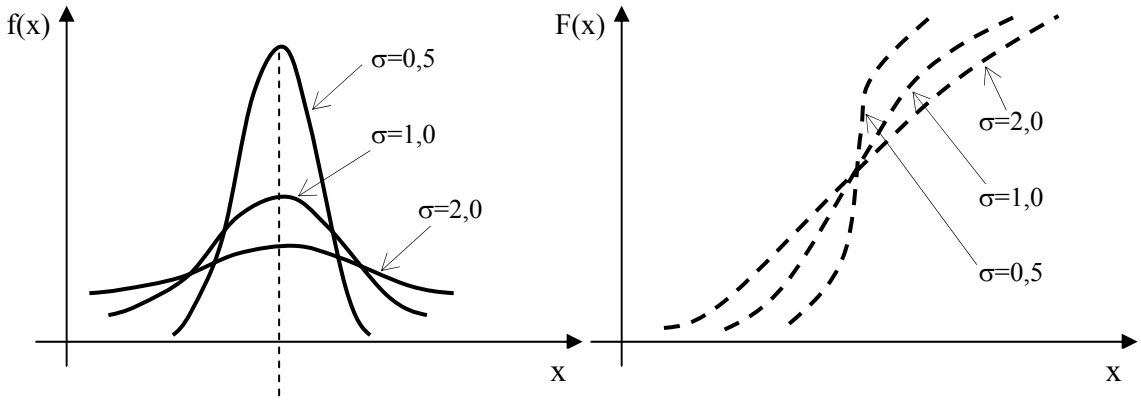


Figura 3.28 Influența lui σ asupra densității de repartiție şi a funcției de repartiție

Deoarece parametrii distribuției normale sunt *m* şi σ rezultă că, având media şi dispersia variabilei aleatoare, funcția de repartiția este perfect determinată.

Făcând, în expresia densității de repartiție schimbarea de variabilă:

$$t = \frac{x - m}{\sigma} \tag{3.120}$$

se obține distribuția normală de parametri $m = 0$ şi $\sigma = 1$:

$$f(t; 0; 1) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2} \tag{3.121}$$

Variabila $t = \frac{x - m}{\sigma}$ se numeşte variabilă standard sau normată, iar distribuția $f(t; 0; 1)$ poartă numele de repartiție normală normată.

Valorile densității de repartiție a distribuției normale normate sunt tabelate; valorile oricărei alte repartiții normale, având parametrii estimați pe baza datelor din măsurători se obțin cu relațiile:

$$x = m + t\sigma \tag{3.122}$$

respectiv:

$$f(x) = f(m + t\sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2} = \frac{1}{\sigma} f(t) \tag{3.123}$$

Mai trebuie arătat că, variabila aleatoare normată, având media egală cu zero este simetrică față de verticala dusă prin origine (originea a fost translatată în punctul de abscisă *m*).

În figura 3.29 este prezentat graficul densității de repartiție $f(t;0;1)$ şi respectiv graficul funcției $f(x;m;\sigma)$ obținut din aceasta.

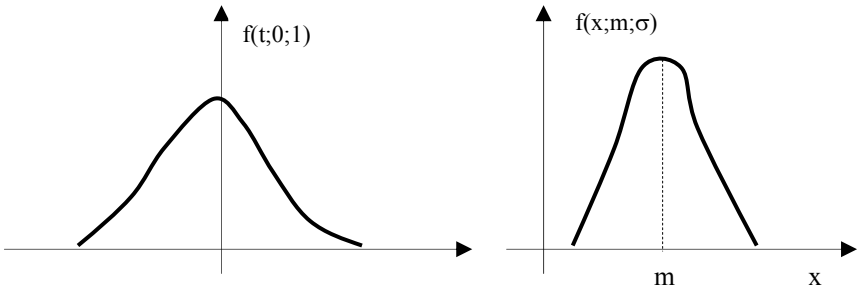


Figura 3.29 Trecerea de la repartiție normată la o repartiție normală de medie *m* şi abatere σ

Funcția de repartiție a variabilei normale normate, numită funcția lui *Laplace* este:

$$\Phi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{x}e^{-t^2/2}dt \qquad (3.124)$$

Fiind o funcție de repartiție, $\Phi(-\infty)=0$, iar $\Phi(+\infty)=1$. În plus, deoarece pentru orice $t>0$, $f(t;0;1)$ este simetrică față de dreapta $m = 0$, rezultă că $\Phi(-x)=1-\Phi(x)$.

Funcția lui *Laplace* este de asemenea tabelată şi serveşte la calculul probabilităților evenimentelor referitoare la orice variabilă aleatoare normală.

B.APLICAȚII ALE REPARTIȚIEI NORMALE ÎN HIDROLOGIE

1) Ca oricare alte date obținute pe bază de măsurători, mărimile hidrologice sunt afectate de erori sistematice şi erori aleatoare. Erorile aleatoare sunt în marea majoritate a cazurilor simetric distribuite şi pot fi aproximate printr-o distribuție normală; ca indicator al erorilor se va utiliza abaterea standard.

2) Anumite repartiții care nu sunt normale pot fi aduse la o distribuție normală printr-o schimbare de variabilă. De exemplu, o variabilă distribuită

asimetric poate fi simetrizată prin logaritmare sau, considerând radicalii variabilei etc; dacă coeficientul de asimetrie al noii variabile este cuprins în intervalul (- 0,10; + 0,10) sau şi mai strict între (- 0,05; + 0,05) se poate admite pentru această variabilă ipoteza repartiției normale şi deci se pot utiliza toate rezultatele obținute la repartiția normală.

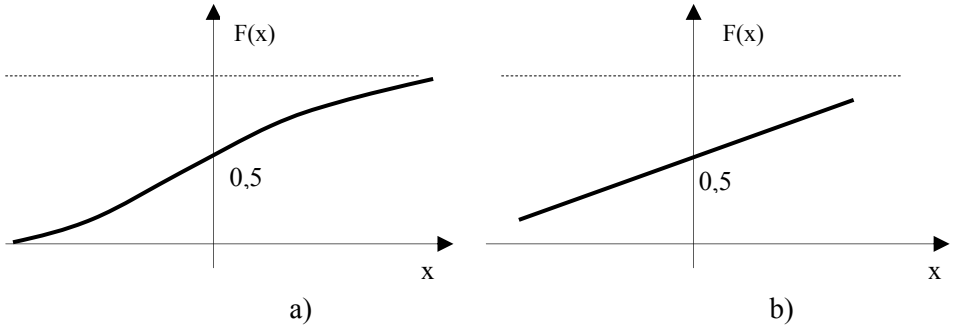


Figura 3.30 Reprezentarea funcției de repartiție în format aritmetic şi în format de probabilitate (*b*)

3) Funcția de repartiție normală este de asemenea utilizată în probleme de generare a debitelor.

4) Funcția de repartiție normală constituie elemente de plecare pentru construirea formatului de probabilitate pe care se reprezintă curbele asimetrice ce caracterizează fenomenele hidrologice.

Formatul de probabilitate este construit astfel, încât să permită transformarea curbei în formă de ***S*** a funcției de repartiție normale într-o linie dreaptă (figura 3.30).

Acest format dilată zona probabilităților foarte mari şi foarte mici, permițând o extrapolare liniară a curbei (în locul alurei asimptotice a curbei în format aritmetic).

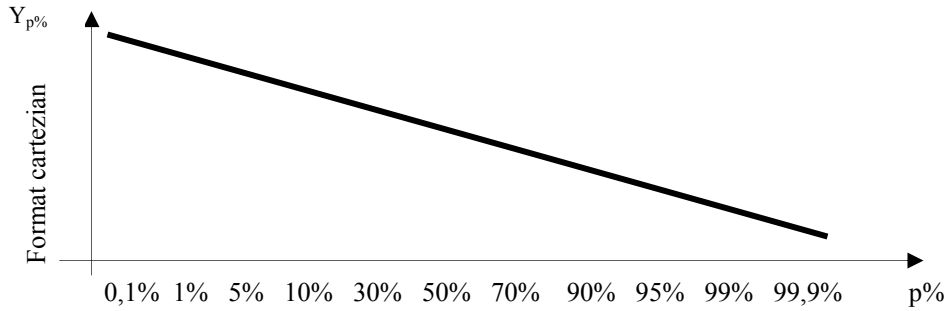


Figura 3.31 Reprezentarea curbei probabilităților de depăşire a distribuției normale pe formatul de probabilitate.

Dat fiind faptul că $F^c = 1 - F$, rezultă că şi probabilitatea de depăşire a repartiţiei normale normate (şi implicit a oricărei repartiţii normale) se va reprezenta sub forma unei drepte (figura 3.31).

Această proprietate poate fi utilizată pentru testarea ipotezei de normalitate: dacă curba empirică a probabilităţilor de depăşire se situează foarte aproape de o dreaptă, poate fi luată în considerare ipoteza unei repartiţii normale. De altfel, chiar parametrii distribuţiei normale (m şi σ) se pot estima pe acest grafic; media va corespunde probabilităţii de 50 %, iar abaterea standard σ este semisuma valorilor variabilei corespunzând probabilităţilor 0,8413 şi 0,1587.

Dimpotrivă, dacă se manifestă o tendinţă de curbare a repartiţiei empirice, distribuţia nu mai este simetrică, ci asimetrică şi deci pentru modelarea statistică a fenomenului analizat trebuie utilizată altă repartiţie teoretică (lognormală, *Pearson* III, *Gama, Gumbell, Weibull* etc.).

b_1) Repartiţia log-normală (logaritmic - normală)

Pentru anumite mărimi hidrologice (precipitaţii, debite) se constată că logaritmii datelor măsurate sunt normal distribuiţi; repartiţia acestor variabile va fi numită logaritmic normală sau lognormală. Această distribuţie se realizează atunci când efectul factorilor cauzali este multiplicativ (se reaminteşte că la distribuţia normală este aditiv).

Densitatea de repartiţie normală a logaritmilor variabilelor este:

$$\varphi(\log \cdot n\, x) = \frac{1}{\sigma_n \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\log \cdot n\, x - \mu_n}{\sigma_n} \right)^2 \right] \qquad (3.125)$$

Această repartiţie este simetrică (figura 3.32 b), rezultând din distribuţia asimetrică (fig. 3.32 a) a lui $f(x)$ prin logaritmarea valorilor variabilei.

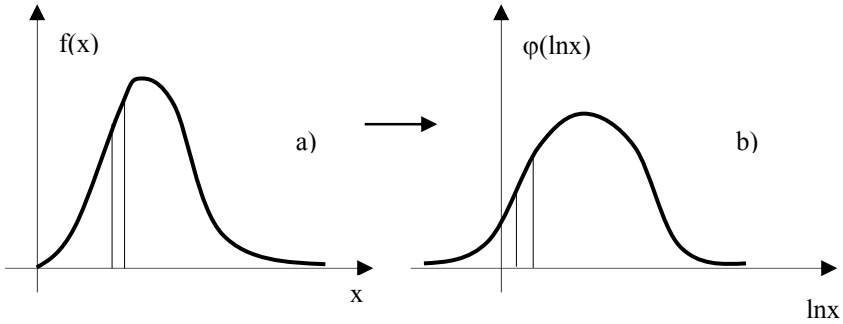


Figura 3.32 Trecerea de la o distribuţie asimetrică (*a*) la o repartiţie simetrică (*b*) prin logaritmarea valorilor variabilei.

Se poate pune şi problema inversă de a trece de la distribuţia simetrică $\varphi(\log\cdot n\,x)$ la distribuţia $f(x)$; cu alte cuvinte, se caută expresia matematică a densităţii de repartiţie asimetrică $f(x)$.

Probabilitatea elementară ca variabilă să ia valori în cadrul unui interval dat trebuie să fie aceeaşi în ambele reprezentări. Se poate scrie deci:

$$f(x)|dx| = \varphi(\log\cdot n\,x)\cdot|d(\log\cdot n\,x)| = \varphi(\log\cdot n\,x)\cdot\left|\frac{1}{x}dx\right| = \varphi(\log\cdot n\,x)\cdot\frac{1}{x}|dx| \qquad (3.126)$$

Rezultă $f(x)=\frac{1}{x}\varphi(\log\cdot n\cdot x)$; densitatea de repartiţie $f(x)$ a distribuţiei log-normale va avea deci expresia:

$$f(x)=\begin{cases}\dfrac{1}{x\cdot\sigma_n\sqrt{2\pi}}\exp\left[-\dfrac{1}{2}\dfrac{(\log n\cdot x-\mu_n)}{\sigma_n}\right] & \text{pentru } x>0\\ 0 & \text{pentru } x\le 0\end{cases} \qquad (3.127)$$

Cu alte cuvinte, valorile ***log nx*** sunt normal distribuite, în timp ce valorile lui ***x*** sunt log-normal repartizate.

Parametrii statistici ai distribuţiei sunt:

$$\mu = e^{\mu_n+\sigma_n^2/2}; \qquad \sigma=\mu\left(e^{\sigma_n^2}-1\right)^{1/2} \qquad (3.128)$$

$$C_v=\left(e^{\sigma_n^2}-1\right)^{1/2}; \quad C_s=3C_v+C_v^3 \qquad (3.129)$$

Repartiţia log-normală are următoarele proprietăţi: are ca limită inferioară valoarea zero şi este unimodală (prezintă un singur maxim). Mai trebuie menţionat că ecuaţia densităţii de repartiţie nu depinde de baza logaritmilor, aceasta intervenind ca o constantă. Utilizând un format special: logaritmic pentru ordonate şi format de probabilitate pentru abscise, funcţia de repartiţie pentru distribuţia log-normală se va reprezenta ca o dreaptă. În cazul unei repartiţii empirice, dacă valorile măsurate se distribuie aproximativ după o dreaptă pe acest format, se poate admite ipoteza repartiţiei log-normale.

În general, o valoare *x* a unei variabile aleatoare poate fi reprezentată prin valoarea medie $\bar{x}$ la care se adună o abatere Δx de la medie:

$$x_{p\%}=\bar{x}+\Delta x_{p\%} \qquad (3.130)$$

Abaterea Δx depinde de dispersia variabilei şi de parametrii statistici ai distribuției (caracterizați printr-un factor de frecvență *K*).

Deci: $\Delta x_{p\%} = \sigma K_{p\%}$, iar $x_{p\%} = \overline{x} + \sigma K_{p\%}$.

Ținând seama de faptul că $C_v = \sigma / \overline{x}$, rezultă:

$$x_{p\%} = \overline{x}\left(1 + C_v K_{p\%}\right) \qquad (3.131)$$

Factorul de frecvență $K_{p\%}$ este tabelat (tabelul 3.4). În tabel sunt trecute valorile lui $K_{p\%}$ în funcție de valorile lui $\boldsymbol{C_v}$ (ales drept parametru). Valorile corespunzătoare ale lui $\boldsymbol{C_s}$ (tabelate şi ele), rezultă din relația:

$$C_s = 3C_v + C_v^3 \qquad (3.132)$$

În tabel mai sunt trecute şi valorile probabilității corespunzătoare valorii medii a variabilei.

Tabelul 3.4 Factorul de frecvență (*K*) pentru distribuția log-normală

C	Probabilitate medie	Probabilitatea de depășire									C_v corespunzător
		99 -	95 -	80 -	50 -	20 +	5 +	1 +	0,1 +	0,01 +	
0,0	50,0	2,33	1,65	0,84	0,0	0,84	1,64	2,33	3,09	3,72	0,0
0,1	49,3	2,25	1,62	0,85	0,02	0,84	1,67	2,40	3,22	3,95	0,033
0,2	48,7	2,18	1,59	0,85	0,04	0,83	1,70	2,47	3,39	4,18	0,067
0,3	48,0	2,11	1,56	0,85	0,06	0,82	1,72	2,55	3,56	4,42	0,100
0,4	47,3	2,04	1,53	0,85	0,07	0,81	1,75	2,62	3,72	4,70	0,136
0,5	46,7	1,98	1,49	0,86	0,09	0,80	1,77	2,70	3,88	4,96	0,166
0,6	46,1	1,91	1,46	0,85	0,10	0,79	1,79	2,77	4,05	5,24	0,197
0,7	45,5	1,85	1,43	0,85	0,11	0,78	1,81	2,84	4,21	5,52	0,230
0,8	44,9	1,79	1,40	0,84	0,13	0,77	1,82	2,90	4,37	5,81	0,262
0,9	44,2	1,74	1,37	0,84	0,14	0,76	1,84	2,97	4,55	6,11	0,292
1,0	43,7	1,68	1,34	0,84	0,15	0,75	1,85	3,03	4,72	6,40	0,324
1,1	43,2	1,63	1,31	0,83	0,16	0,73	1,86	3,09	4,87	6,71	0,351
1,2	42,7	1,58	1,29	0,82	0,17	0,72	1,87	3,15	5,04	7,02	0,381
1,3	42,2	1,54	1,26	0,82	0,18	0,71	1,88	3,21	5,19	7,31	0,409
1,4	41,7	1,49	1,23	0,81	0,19	0,69	1,88	3,26	5,35	7,62	0,436
1,5	41,3	1,45	1,21	0,81	0,20	0,68	1,89	3,31	5,51	7,92	0,462
1,6	40,8	1,41	1,18	0,80	0,21	0,67	1,89	3,36	5,66	8,26	0,490
1,7	40,4	1,38	1,16	0,79	0,22	0,65	1,89	3,40	5,80	8,58	0,517
1,8	40,0	1,34	1,14	0,78	0,22	0,64	1,89	3,44	5,96	8,88	0,544
1,9	39,6	1,31	1,12	0,78	0,23	0,63	1,89	3,48	6,10	9,20	0,570
2,0	39,2	1,28	1,10	0,77	0,24	0,61	1,89	3,52	6,25	9,51	0,596
2,1	38,8	1,25	1,08	0,76	0,24	0,60	1,89	3,55	6,39	9,79	0,620
2,2	38,4	1,22	1,06	0,76	0,25	0,59	1,89	3,59	6,51	10,12	0,643

C	Probabilitate medie	Probabilitatea de depăşire									C_v corespunzător
		99 -	95 -	80 -	50 -	20 +	5 +	1 +	0,1 +	0,01 +	
2,3	38,1	1,20	1,94	0,75	0,25	0,58	1,88	3,62	6,65	10,43	0,667
2,4	37,7	1,17	1,02	0,74	0,26	0,57	1,88	3,65	6,77	10,72	0,691
2,5	37,4	1,15	1,00	0,74	0,26	0,56	1,88	3,67	6,90	10,95	0,713
2,6	37,1	1,12	0,99	0,73	0,26	0,55	1,87	3,70	7,02	11,25	0,734
2,7	36,8	1,10	0,97	0,72	0,27	0,54	1,87	3,72	7,13	11,55	0,755
2,8	36,6	1,08	0,96	0,72	0,27	0,53	1,86	3,74	7,25	11,80	0,776
2,9	36,3	1,06	0,95	0,71	0,27	0,52	1,86	3,76	7,36	12,10	0,796
3,0	36,0	1,04	0,93	0,71	0,28	0,51	1,85	3,78	7,47	12,36	0,818
3,2	35,5	1,01	0,90	0,69	0,28	0,49	1,84	3,81	7,65	12,85	0,857
3,4	35,1	0,98	0,88	0,68	0,29	0,47	1,83	3,84	7,84	13,36	0,895
3,6	34,7	0,95	0,86	0,67	0,29	0,46	1,81	3,87	8,00	13,83	0,930
3,8	34,2	0,92	0,84	0,66	0,29	0,44	1,80	3,89	8,16	14,23	0,966
4,0	33,9	0,90	0,82	0,65	0,29	0,42	1,78	3,91	8,30	14,70	1,000
4,5	33,0	0,84	0,78	0,63	0,30	0,39	1,75	3,93	8,60	15,62	1,081
5,0	32,3	0,80	0,74	0,62	0,30	0,37	1,71	3,95	8,86	16,45	1,155

Factorul de frecvenţă este pozitiv pentru probabilităţile de 0,01; 0,1; 5 şi 20% şi negativ pentru probabilităţi mai mari de 50% (figura 3.33).

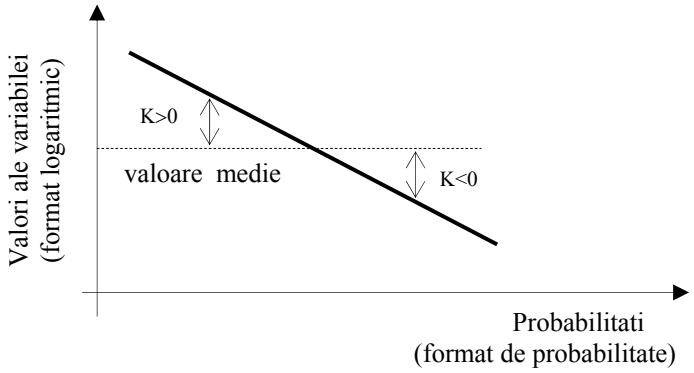


Figura 3.33 Semnificaţia factorului de frecvenţă

3.6. VARIABILE ALEATOARE *N* – DIMENSIONALE

Variabilele analizate până în prezent erau variabile aleatoare unidimensionale; ca interpretare geometrică, o astfel de variabilă reprezintă un punct aleator pe dreapta reală $(-\infty, +\infty)$, abscisa punctului luând diversele valori x_i cu probabilitatea $f(x_i)$.

În mod similar, se poate vorbi despre un punct aleator în plan, poziţia punctului rezultând de exemplu, ca urmare a aruncării unui obiect pe o suprafaţă; evident, coordonatele punctului vor reprezenta variabile

aleatoare (sau altfel spus, cele două coordonate vor defini o variabilă aleatoare bidimensională). În sfârşit, coordonatele unui punct aleator într-un spaţiu cu *n* dimensiuni definesc o variabilă aleatoare *n* dimensională [U.S.Army Corp of Engineers, 1993].

3.6.1. FUNCŢIA DE REPARTIŢIE ŞI DENSITATEA DE REPARTIŢIE A UNEI VARIABILE ALEATOARE *N*-DIMENSIONALE

Prin generalizare, noţiunile de funcţie de repartiţie şi densitate de repartiţie de la variabilele unidimensionale se pot extinde şi la variabilele aleatoare *n*-dimensionale.

Dacă $X = (X_1, X_2, \ldots, X_n)$ este o variabilă aleatoare *n*-dimensională (sau un vector aleator de componente [$(X_1, X_2, \ldots, X_n)$], atunci funcţia:

$$\begin{aligned} F(X) &= F(x_1, x_2, \ldots, x_n) = \\ &= \Pr ob\left[(X_1 < x_1); (X_2 < x_2); \ldots; (X_n < x_n)\right] \end{aligned} \tag{3.133}$$

se numeşte *funcţia de repartiţie* a variabilei *n*-dimensionale ***X***.

Cu alte cuvinte, funcţia de repartiţie reprezintă în acest caz probabilitatea realizării simultane a unui număr de *n* inegalităţi de tipul $X_i < x_i$ $(i = 1, \ldots, n)$.

Funcţia *f* cu proprietatea că:

$$\int_{-\infty}^{x_1}\int_{-\infty}^{x_2}\ldots\int_{-\infty}^{x_n} f(u_1, u_2, \ldots, u_n)du_1 \;\; du_2 \ldots du_n = F(x_1, x_2, \ldots, x_n) \tag{3.134}$$

se numeşte *densitatea de repartiţie* sau densitatea de probabilitate a variabilei *n*-dimensionale *X*.

Şi pentru cazul *n*-dimensional se păstrează o serie de proprietăţi de la variabilele uni-dimensionale; de exemplu:

$$\begin{aligned} &f(X) = f(x_1, x_2, \ldots, x_n) \geq 0 \\ &\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\ldots\int_{-\infty}^{+\infty} f(u_1, u_2, \ldots, u_n)\, du_1 \;\; du_2 \ldots du_n = 1 \\ &f(X) = f(x_1, x_2, \ldots, x_n) = \frac{\partial^n F(x_1, x_2, \ldots, x_n)}{\partial x_1 \;\; \partial x_2, \ldots, \partial x_n} \end{aligned} \tag{3.135}$$

Cunoscând funcţiile $F(X)$ sau $f(X)$ (repartiţia întregului sistem de variabile aleatoare), se pot obţine expresiile funcţiei de repartiţie sau ale densităţii de repartiţie pentru orice variabilă (aşa numitele *repartiţii marginale*); astfel:

$$F_1(x_1) = F(x_1, \infty, \infty, \ldots, \infty) \tag{3.136}$$

(funcţia de repartiţie a unei variabile izolate, oarecare, rezultă egalând cu $+\infty$ restul argumentelor din funcţia de repartiţie a sistemului);

$$f_1(x_1) = \int_{-\infty}^{+\infty} \ldots \int_{-\infty}^{+\infty} f(x_1, x_2, \ldots, x_n) dx_2 \ldots dx_n \tag{3.137}$$

(densitatea de repartiţie a unei variabile oarecare se obţine integrând densitatea de repartiţie a sistemului pentru toate celelalte variabile şi pe întregul lor domeniu de definiţie).

Prin generalizare, se pot defini subsisteme de variabile aleatoare şi repartiţiile marginale ale acestora. Din sistemul de variabile aleatoare $x_1, x_2, \ldots, x_n$ se poate separa subsistemul $x_1, x_2, \ldots, x_k$, având funcţia de repartiţie: $F_{1,2,\ldots,k}(x_1, x_2, \ldots, x_k) = F(x_1, x_2, \ldots, x_k, \infty, \infty, \ldots, \infty)$ şi densitatea de repartiţie:

$$f_{1,2,\ldots,k}(x_1, x_2, \ldots, x_k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \ldots \int_{-\infty}^{+\infty} f(x_1, x_2, \ldots, x_n)\, dx_{k+1} \ldots dx_n \tag{3.138}$$

O altă noţiune care se poate defini în legătură cu un sistem de variabile aleatoare este aceea de *repartiţie condiţionată*. Un subsistem $(X_1, X_2, \ldots, X_k)$ are repartiţia condiţionată dacă legea sa de repartiţie se calculează după ce restul variabilelor din sistem $(X_{k+1}, X_{k+2}, \ldots, X_n)$ au luat valorile particulare $x_{k+1}, x_{k+2}, \ldots, x_n$.

Densitatea de repartiţie condiţionată se calculează cu relaţia:

$$f(x_1, x_2, \ldots, x_n \mid x_{k+1}, x_{k+2}, \ldots, x_n) = \frac{f(x_1, x_2, \ldots, x_n)}{f_{k+1,\ldots n}(x_{k+1}, \ldots, x_n)} \tag{3.139}$$

La fel ca şi la repartiţiile uni-dimensionale şi în cazul variabilelor n-dimensionale se pot defini o serie de valori tipice (sau caracteristice) ale sistemului de variabile aleatoare. Acestea sunt:

- valorile medii $m_i \ (i = 1,\ldots,n)$ ale celor *n* variabile aleatoare, caracterizând tendința de grupare;
- dispersiile $D^2(x_i)\,(i = 1,\ldots,n)$ sau abaterile medii pătratice $\sigma(x_i)\,(i = 1,\ldots,n)$, definind împrăştierea valorilor variabilelor;
- momentele de corelație $K_{ij} = M\left[(X_i - m_i)(X_j - m_j)\right]$, caracterizând relațiile reciproce dintre variabilele X_i şi X_j (K_{ij} sunt definite ca valorile medii ale produsului abaterilor dintre valorile fiecărei variabile şi media ei, sau altfel spus, momentele de corelație reprezintă valoarea medie a variabilei $(X_i - m_i)(X_j - m_j)$;

Momentul de corelație se mai numeşte şi corelație sau covariantă a variabilelor X_i şi X_j, iar K_{ij} se mai notează şi prin $\mathrm{cov}(X_i, X_j)$. Se observă că, momentul de corelație al unei variabile față de ea însăşi este chiar dispersia variabilei respective:

$$K_{ii} = M(X_i - m_i)^2 = D^2(X_i) = \sigma^2(X_i) \qquad (3.140)$$

Din definiția momentului de corelație rezultă de asemenea $K_{ij} = K_{ji}$ (proprietatea de simetrie).

Cu ajutorul momentelor de corelație se poate alcătui *matricea de corelație* a variabilelor sistemului:

$$K = \begin{bmatrix} K_{11} & K_{12} & \ldots & K_{1n} \\ K_{21} & K_{22} & \ldots & K_{2n} \\ \vdots & & & \\ K_{n1} & K_{n2} & \ldots & K_{nn} \end{bmatrix} \qquad (3.141)$$

În baza proprietăților de simetrie a momentelor de corelație, rezultă că şi matricea de corelație este simetrică în raport cu diagonala principală.

Două variabile X_i şi X_j din sistem se numesc corelate (sau dependente), dacă momentul $K_{ij} \neq 0$ (aceasta înseamnă că variația variabilei X_i antrenează şi variația variabilei X_j). Când variabilele sunt necorelate (sau ceea ce este tot una sunt independente) $K_{ij} = 0$.

Se atrage însă atenția că propoziția reciprocă nu este adevărată, deci dacă covariația este nulă nu rezultă neapărat că variabilele respective sunt independente.

Având în vedere dependența dintre variabilele unui sistem rezultă că proprietățile acestuia nu pot fi complet şi corect descrise numai prin proprietățile variabilelor componente, fiind necesară şi examinarea relațiilor reciproce dintre aceste variabile.

Momentele de corelație intră în definirea aşa-numiților coeficienți de corelație, care sunt nişte momente de corelație normate:

$$r_{ij} = \frac{K_{ij}}{\sigma_i \sigma j} = \frac{\operatorname{cov}(X_i, X_j)}{\sqrt{D^2(X_i) \cdot D^2(X_j)}} \tag{3.142}$$

Fie X_i şi X_j două variabile aleatoare care se normează rezultând variabilele $X_i^{'}$ şi $X_j^{'}$:

$$X_i^{'} = \frac{X_i - m_i}{\sigma_i}; \qquad X_j^{'} = \frac{X_j - m_j}{\sigma_j} \tag{3.143}$$

Covarianta variabilelor normate $X_i^{'}$ şi $X_j^{'}$ este chiar coeficientul de corelație al variabilelor X_i şi X_j

$$\operatorname{cov}(X_i^{'}, X_j^{'}) = M\left[\left(X_i^{'} - m_i^{'}\right)\left(X_j^{'} - m_j^{'}\right)\right] \tag{3.144}$$

Dar valoarea medie a unei variabile normate este nulă, $m_i^{'} = m_j^{'} = 0$. Rezultă:

$$\begin{aligned} \operatorname{cov}\left(X_i^{'}, X_j^{'}\right) &= M\left[\frac{X_i - m_i}{\sigma_i} \cdot \frac{X_j - m_j}{\sigma_j}\right] = \\ &= \frac{M\left[\left(X_i - m_i\right)\left(X_j - m_j\right)\right]}{\sigma_i \, \sigma_j} = \frac{\operatorname{cov}\left(X_i, X_j\right)}{\sigma_i \, \sigma_j} \end{aligned} \tag{3.145}$$

Matricea coeficienților de corelație (ținând seama de proprietatea de simetrie a coeficienților s-a completat numai partea superioară) este:

$$r_{ij} = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & r_{13} & \dots & r_{1n} \\ & 1 & r_{23} & \dots & r_{2n} \\ & & 1 & \dots & r_{3n} \\ & & & \dots & 1 \end{bmatrix} \tag{3.146}$$

După cum se remarcă, deoarece $K_{ii} = \sigma_i^2$, elementele de pe diagonala principală sunt egale cu unitatea. Dacă variabilele din sistem ar fi necorelate s-ar obține o matrice bandă, având 1 pe diagonala principală, restul elementelor fiind nule.

3.6.2. VARIABILE ALEATOARE BI-DIMENSIONALE

De un interes special, în practică, se bucură repartițiile bidimensionale (definite deci de variabilele aleatoare X_1 şi X_2 sau pentru comoditatea scrierii, de variabilele X şi Y).

Foarte multe fenomene hidrologice sunt de tip bi-dimensional (de exemplu: perechile de valori, înălțimea precipitațiilor - debitul râului în profilul de închidere al bazinului hidrografic, debitul maxim - volumul undei de viitură, debitul râului - debitul solid transportat, nivelul apei subterane - evapotranspirația, etc.) [Drobot R., Giurma I., 1990].

Chiar dacă anumite fenomene hidrologice ar fi mai complexe (de tip tri sau n-dimensional), lipsa datelor din măsurători face necesară simplificarea dependențelor constatate sau estimate şi conduce la utilizarea unui aparat matematic mai simplu (repartiții uni-dimensionale, cel mult bi-dimensionale).

Prin particularizarea noțiunilor de la sistemele de variabile n-dimensionale, în cazul bi-dimensional se obțin următoarele relații de definiție:

- funcția de repartiție $F(x, y) = \Pr ob\left[(X < x); (Y < y)\right]$;
- densitatea de repartiție $f(x, y) = \dfrac{\partial^2 F(x, y)}{\partial x\, \partial y}$;

în plus: $\int_{-\infty}^{x}\int_{-\infty}^{y} f(x, y)\, dx = F(x, y)$;

- repartițiile marginale ale lui X şi Y sunt definite prin:

$$F_1(x) = F(x, \infty); \qquad F_2(y) = F(\infty, y) \tag{3.147}$$

sau:

$$f_1(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y)\, dy; \qquad f_2(y) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y)\, dx; \tag{3.148}$$

- repartițiile condiționate:

$$f(x|y) = \frac{f(x, y)}{f_2(y)} \tag{3.149}$$

adică, densitatea de repartiție a lui X condiționat de o valoare fixă y a lui Y este raportul dintre densitatea de repartiție bi-dimensională $f(x, y)$ şi densitatea de repartiție $f_2(y)$ a lui Y; similar:

$$f(y|x) = \frac{f(x, y)}{f_1(x)} \tag{3.150}$$

- matricea de corelație a sistemului de variație aleatoare:

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} \\ K_{yx} & K_{yy} \end{bmatrix} \tag{3.151}$$

unde:

$$\begin{aligned} K_{xx} &= M\left[(X - m_x)(X - m_x)\right] = \sigma_x^2 \\ K_{xy} &= M\left[(X - m_x)(Y - m_y)\right] = K_{yx} \\ K_{yy} &= M\left[(Y - m_y)(Y - m_y)\right] = \sigma_y^2 \end{aligned} \tag{3.152}$$

Prin m_x şi m_y s-au notat valorile medii ale variabilelor X şi Y, iar prin σ_x^2 şi σ_y^2 dispersiile aceloraşi variabile.

$$K_{xy} = K_{yx} = \text{cov}(X, Y) = \text{cov}(Y, X) \tag{3.153}$$

reprezintă corelația sau covariația variabilelor X şi Y.

- coeficientul de corelație:

$$r(X, Y) = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sqrt{D^2(X) \cdot D^2(Y)}} = r(Y, X) \tag{3.154}$$

Notând pentru simplificare $r(X, Y) = r$;

$$\sqrt{D^2(X)} = \sigma_x \quad \text{şi} \quad \sqrt{D^2(Y)} = \sigma_y, \tag{3.155}$$

se poate scrie:

$$\text{cov}(X, Y) = \text{cov}(Y, X) = r \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y \tag{3.156}$$

Matricea de corelație devine deci în cazul variabilei bi-dimensionale:

$$K = \begin{bmatrix} \sigma_x^2 & r \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y \\ r \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y & \sigma_y^2 \end{bmatrix} \tag{3.157}$$

A. REPARTIȚIA NORMALĂ BI-DIMENSIONALĂ

Este cea mai utilizată repartiție bi-dimensională.

Din punct de vedere teoretic se pot formula, la fel ca şi la variabilele uni-dimensionale, o multitudine de repartiții (simetrice sau asimetrice). Practic însă, lipsesc suficiente date din măsurători pentru a face investigații atât de profunde şi se admite aprioric că repartiția normală bi-dimensională aproximează satisfăcător aproape toate tipurile de valori experimentale.

Densitatea de repartiție a variabilei bi-dimensionale, normal distribuită, este dată de formula:

$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-r^2}} \exp\left(-\frac{1}{2}\frac{E^2}{1-r^2}\right) \tag{3.158}$$

unde ***r*** este coeficientul de corelație, ***exp*** semnifică funcția exponențială, iar $\boldsymbol{E^2}$ este expresia:

$$E^2 = \frac{(x-m_x)^2}{\sigma_x^2} + \frac{(y-m_y)^2}{\sigma_y^2} - 2r\frac{(x-m_x)(y-m_y)}{\sigma_x\ \sigma_y} \tag{3.159}$$

Repartiția variabilelor ***X***, respectiv ***Y*** este dată de formulele:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_x\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right) \tag{3.160}$$

respectiv:

$$f(y) = \frac{1}{\sigma_y\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(y-m_y)^2}{2\sigma_y^2}\right) \tag{3.161}$$

Repartiția este simetrică în ***x*** şi ***y*** , după cum rezultă din însăşi relația de definiție.

B. REPARTIȚII EMPIRICE BI-DIMENSIONALE

Fie o populație statistică descrisă prin două variabile aleatoare ***X*** şi ***Y***; notând valorile observate prin $x_1, x_2, \ldots, x_m$, respectiv $y_1, y_2, \ldots, y_m$ şi prin f_{ij} numărul unităților populației statistice care au caracteristica $X = x_i$ şi $Y = y_j$, repartiția poate fi descrisă în tabelul 3.5.

Acest tip de tabel se utilizează atât în cazul variabilelor discrete, cât şi al variabilelor continue (în care caz coloanelor şi rândurilor li se asociază intervale din domeniul de variație, iar prin x_i şi y_i se notează centrul intervalelor).

Efectuând totalurile pe linii:

$$\sum_{j=1}^{n} f_{ij} = f_{i\bullet}; \qquad (i = 1,\ldots,m) \tag{3.162}$$

respectiv pe coloane:

$$\sum_{j=1}^{m} f_{ij} = f_{\bullet j}; \qquad (j = 1,\ldots,n) \tag{3.163}$$

se obțin la marginile tabelului două repartiții simple: repartiția integrală a variabilei *X*, respectiv repartiția integrală a variabilei *Y* în populația totală (cu alte cuvinte repartițiile marginale ale celor două variabile).

Repartiția marginală a lui *X* este deci:

$$X: \quad \begin{bmatrix} x_1 & x_2 \ldots x_i \ldots x_m \\ f_{1\bullet} & f_{2\bullet} \cdots f_{i\bullet} \cdots f_{m\bullet} \end{bmatrix} \tag{3.164}$$

iar repartiția marginală a lui ***Y***:

$$Y: \quad \begin{bmatrix} y_1 & y_2 \ldots y_j \ldots y_n \\ f_{\bullet 1} & f_{\bullet 2} \cdots f_{\bullet i} \cdots f_{\bullet n} \end{bmatrix} \tag{3.165}$$

Tabelul 3.5 Repartiția empirică bi-dimensională

y / x	y_1	$y_2 \ldots y_j \ldots y_n$	*Repartiția marginală a lui X*
x_1	f_{11}	$f_{12} \ldots f_{1j} \ldots f_{1n}$	$f_{1\bullet}$
x_2	f_{21}	$f_{22} \ldots f_{2j} \ldots f_{2n}$	$f_{2\bullet}$
⋮	⋮	⋮	⋮
x_i	f_{i1}	$f_{i2} \ldots f_{ij} \ldots f_{in}$	$f_{i\bullet}$
⋮	⋮	⋮	⋮
x_m	f_{m1}	$f_{m2} \ldots f_{mj} \ldots f_{mn}$	$f_{m\bullet}$
Repartiția marginală a lui *Y*	$f_{\bullet 1}$	$f_{\bullet 2} \ldots f_{\bullet j} \ldots f_{\bullet n}$	$f_{\bullet\bullet}$

Repartițiile marginale ale unei variabile sunt repartiții libere, în sensul că nu depind de loc de valorile celeilalte variabile.

În opoziție cu acestea sunt repartițiile *condiționate*, în care repartiția unei variabile este funcție de valoarea celeilalte variabile (pentru fiecare valoare $x_i \ (i = 1, \ldots, m)$ a lui *X* se poate defini repartiția lui *Y* condiționat de x_i; în mod similar, pentru fiecare valoare $y_i \ (j = 1, \ldots, m)$ a lui *Y* există o repartiție a lui *X* condiționat de y_j.

Cu alte cuvinte repartiția bi-dimensională $f(x, y)$ mai defineşte în afară de cele două repartiții marginale şi $m + n$ repartiții condiționate.

Fiecare repartiție condiționată se caracterizează sintetic printr-o valoare medie condiționată şi o abatere medie pătratică condiționată.

De un interes special în prelucrările statistice este mulțimea valorilor medii condiționate, care definesc aşa numitele curbe de regresie sau curbe de dependență statistică între valorile medii ale variabilei explicative (sau determinante), şi valorile variabilei aplicate (sau determinate).

3.6.3. REPREZENTĂRI ŞI REPARTIȚII EMPIRICE, BI-DIMENSIONALE ÎN HIDROLOGIE. CORELAȚII

În hidrologie, în general, numărul de măsurători este redus ceea ce face ca o bună parte a frecvențelor absolute f_{ij} să fie nule, iar cele nenule să fie egale cu unitatea (deci variabila aleatoare cu valorile $X = x_i$ şi $Y = y_i$ s-a produs o singură dată). Aceasta face să se renunțe la ideea definirii unei densități de repartiție bi-dimensionale $f(x, y)$, preferându-se să se recurgă la grafice pe care se reprezintă punctele de coordonate $(x_{i,}, y_i)$. Imaginea grafică obținută permite formularea unor ipoteze privind dependența sau independența celor două componente (*X* şi *Y*) ale variabilei aleatoare bi-dimensionale analizate.

Stabilirea acestui lucru este foarte importantă: în cazul în care variabilele sunt independente, ele pot fi analizate separat cu un aparat matematic relativ simplu (de la repartițiile uni-dimensionale); în cazul în care variabilele sunt dependente şi în condițiile în care nu există suficiente informații pentru definirea funcției $f(x, y)$ este foarte important să se determine cel puțin care este influența modificării unei variabile asupra valorilor celeilalte variabile. Se ajunge astfel la prelucrări statistice mai simple de o deosebită importanță practică, cunoscute sub numele de analize de corelație şi regresie.

Fie de exemplu precipitațiile căzute pe un bazin hidrografic şi debitul râului în profilul de închidere al bazinului.

Valorile respective definesc o variabilă aleatoare bi-dimensională, între componente existând o relație de dependență probabilistică (unei valori a lui X îi corespund o multitudine de valori a lui Y, fiecare valoare a lui Y putând fi luată cu o anumită probabilitate). Cu alte cuvinte, în acest caz nu se mai poate defini o legătură deterministă de tipul $Y = f(X)$, adică unei valori a lui X (în cazul de față precipitațiile) să îi corespundă o singură valoare a lui Y (adică un debit unic determinat al râului) [Drobot R., Giurma I., 1990].

Acest lucru se explică prin influența pe care o are gradul de umiditate inițială al solului asupra descompunerii precipitațiilor în scurgere de suprafață şi infiltrație în sol. Pentru o precipitație dată, dacă solul este foarte uscat o mare parte se infiltrează, deci scurgerea de suprafață (şi implicit debitul râului) au valori mai mici; dimpotrivă, dacă umiditatea inițială a solului este ridicată, scurgerea superficială şi deci şi debitul râului vor fi mai mari.

Reprezentând diversele situații înregistrate se obține în principiu următoarea dependență dintre precipitații şi debitul unui râu (figura 3.34).

Fiecare pereche de valori (x_i, y_i) s-a înregistrat o singură dată (de altfel, având în vedere dubla infinitate de valori (x_i, y_i) practic este imposibil ca un punct aleator din acest plan să se realizeze de mai multe ori).

Considerând că punctul x_i de pe abscisă reprezintă centrul unui interval:

$$\left[x_i - \frac{\Delta x}{2}, \quad x_i + \frac{\Delta x}{2}\right) \tag{3.166}$$

se obține densitatea de repartiție a lui Y condiționată de valoarea $X = x_i$ (curba 1 din figura 3.34). În mod similar, s-ar putea obține repartițiile condiționate a lui X de valorile lui Y.

În figura 3.34 (curba 2) s-a reprezentat şi repartiția marginală a lui Y (liberă deci de valorile lui X). Această repartiție se poate obține divizând domeniul de variație a lui Y în intervale Δy şi contorizând numărul de puncte din cadrul fiecărui interval; rezultă o repartiție empirică a lui Y, care este apoi ajustată printr-o lege teoretică. Similar, se construieşte repartiția marginală a lui X (curba 2' din figura 3.34).

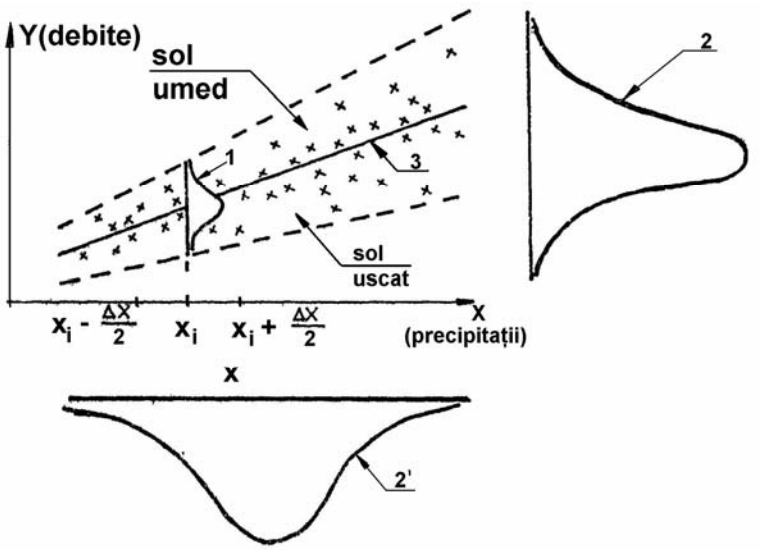


Figura 3.34 Legătura dintre precipitații şi debitul unui râu (1. densitatea de repartiție condiționată a lui Y de caloarea X=xi; 2. densitatea de repartiție marginală a lui Y; 2′. densitatea de repartiție marginală a lui X; 3. dreapta de regresie a lui Y față de X)

În sfârşit, pe aceeaşi figură (curba 3) s-au reprezentat şi valorile medii ale lui *Y* condiționat de valorile lui *X* (dreapta de regresie a lui *Y* față de *X*). Şi în acest caz, s-ar putea defini (şi reprezenta) şi dreapta de regresie a lui *X* față de *Y*. Trebuie menționat că, cele două drepte de regresie nu coincid decât în cazuri cu totul speciale şi anume atunci când dependența dintre *Y* şi *X* este de tip determinist. În mod normal, cele două drepte de regresie fac între ele un unghi, care este cu atât mai mare cu cât legătura dintre variabilele *Y* şi *X* este mai slabă [Drobot R., Giurma I., 1990].

În opoziție cu dependența funcțională dintre *Y* şi *X* este independența variabilelor, caz în care cele două drepte de regresie sunt perpendiculare.

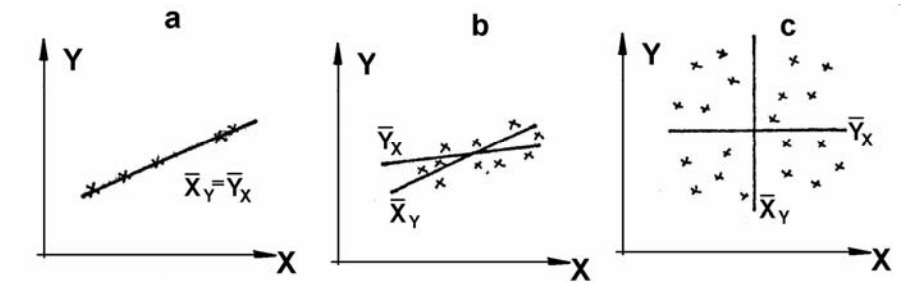


Figura 3.35 Tipuri de dependență între variabilele *Y* şi *X*
(a. legătură deterministă între Y şi X – variabile total dependente; b. legătură statistică - dependența dintre cele două variabile mai slabă decât în primul caz; c. lipsa oricărei legături între Y şi X – variabile independente)

O reprezentare grafică a celor 3 tipuri de situații este dată în figura 3.35.

Rezumând, o legătură de tip determinist între variabilele *X* şi *Y* este de tipul *Y=f(X)*, în timp ce o legătură probabilistică implică un element aleator ε:

$$Y = f(X) + \varepsilon \qquad (3.167)$$

În această relație $f(X)$ reprezintă curba de regresie a lui *Y* față de *X* (deci valorile medii ale lui *Y*), iar ε este o variabilă aleatoare, indicând abaterile lui *Y* față de curba de regresie.

În practică, interesează în special ecuația curbei de regresie, ceea ce face ca o legătură de tip probabilistic să se exprime simplificat tot sub forma $Y = f(X)$.

În acest caz, curba $f(X)$ trece printre punctele provenite din măsurători, puncte care nu mai sunt pe curbă ca în cazul dependenței de tip determinist , ci sunt situate de o parte şi de alta a ei.

În cazul legăturii dintre debite şi precipitații, în principiu se pot obține oricât de multe puncte $x_i\ (i = 1,\ldots,m)$, respectiv $y_j\ (j = 1,\ldots,n)$, conducând la determinarea cu suficientă acuratețe a repartițiilor condiționate ale lui *Y*.

În alte situații însă, numărul de valori este mult mai redus şi practic unui x_i îi corespunde o singură valoare a lui *y* (notată prin y_i pentru a o diferenția de mulțimea valorilor lui y_j pentru un x_i dat, în cazul precedent).

Fie deci $(x_i, y_i)(i = 1,\ldots,n)$ punctele corespunzătoare valorilor variabilei bi-dimensionale (*X*, *Y*) analizate.

Şi în aceste situații, este posibil (în ciuda numărului redus de valori) să se determine dependențe de tip statistic între cele două componente. Utilitatea practică a acestor rezultate este evidentă, permițând obținerea valorilor unei variabile în funcție de cealaltă variabilă în cazuri în care nu sunt posibile neapărat, necesare sau economice, măsurători directe în natură.

Având în vedere numărul redus de valori de care se dispune, legătura statistică dintre *X* şi *Y* se va reprezenta tot sub forma $Y = f(X)$ (făcând abstracție de termenul aleator ε); spre deosebire de legăturile de tip determinist însă, funcția $f(X)$ (curba de regresie) va trece printre punctele obținute din măsurători şi nu prin ele.

A. CLASIFICAREA CORELAȚIILOR

În funcție de numărul variabilelor care intervin în corelație, se deosebesc:

- corelații simple, în care valorile medii ale variabilei explicate (Y) se exprimă în funcție de o singură variabilă explicativă (X): $Y = f(X)$;
- corelații multiple, în care intervin mai multe variabile explicative $(X_1, X_2, \ldots, etc.)$: $Y = f(X_1, X_2, \ldots)$. Cu cât numărul variabilelor explicative este mai mare cu atât dependența dintre variabila explicată Y şi ansamblul variabilelor explicative este mai bună. La limită, dacă s-ar introduce toate variabilele care definesc un proces sau fenomen, s-ar obține legături legice de tip determinist. În general însă, nu este necesar şi nici posibil în practică să se evalueze influențele tuturor acestor factori. Ca urmare, se recurge la alegerea unui număr de factori care intervin în mod esențial în definirea variabilei explicate Y, restul factorilor neglijându-se (ei intervin sub forma factorului aleator ε, deci a unor perturbații ale valorilor lui Y în raport cu valoarea sa medie, dedusă pe baza variabilelor $X_1, X_2, \ldots,$ reținute). Influențele factorilor reținuți se evaluează fie individual (permițând corelații multiple) fie global, sub formă de produs al acestor factori, în general (rezultând corelații simple între Y şi ansamblul factorilor considerați);
- corelații parțiale; în anumite cazuri interesează doar influența unui factor sau a unui grup de factori asupra valorilor lui Y. De exemplu, se ştie că $Y = f(X_1, X_2)$ şi interesează doar corelația parțială $Y = f(X_1)$ sau $Y = f(X_2)$, pentru a determina variabila care intervine în mod esențial în variația lui Y. Variabila reținută poate fi supusă apoi unor procedee mai atente de măsurare sau control în vederea întăririi sau diminuării influenței ei, după cum implicațiile dependenței rezultate sunt favorabile sau defavorabile.

În funcție de tipul legăturii dintre variabile se deosebesc:

- corelații liniare simple $(Y = A + BX)$ sau multiple $(Y = A + BX_1 + CX_2 + \ldots)$;
- corelații neliniare simple sau multiple.

O altă clasificare a corelațiilor este în funcție de sensul variației variabilelor (figura 3.36):

- dacă la creşterea valorii variabilei explicative X corespunde o creştere a variabilei explicate Y, atunci legătura dintre cele două variabile este directă (fig. 3.36,a);

- dacă la creşterea lui X corespunde o micşorare a lui Y, legătura este inversă (fig. 3.36,b).

Gradul de intensitate (sau tărie) a unei corelaţii se apreciază cu doi indicatori diferiţi, după cum corelaţia este liniară sau neliniară. Aceştia sunt:
- coeficientul de corelaţie (în cazul dependenţei liniare între X şi Y);
- raportul de corelaţie (în cazul legăturii neliniare).

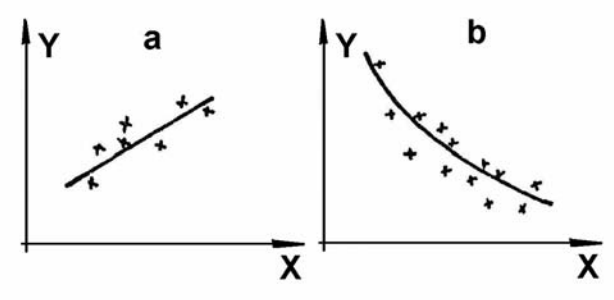


Figura 3.36 Corelaţia directă (*a*) şi inversă (*b*) între variabilele X şi Y

B. COEFICIENTUL DE CORELAŢIE AL VARIABILEI BI-DIMENSIONALE

După cum s-a arătat, coeficientul de corelaţie al variabilelor aleatoare X şi Y este prin definiţie:

$$r = \frac{\operatorname{cov}(X, Y)}{\sqrt{D^2(X) \cdot D^2(Y)}} \tag{3.168}$$

În cazul în care variabilele X şi Y sunt continue şi au densitatea de repartiţie bi-dimensională $f(x, y)$, covarianta sau momentul de corelaţie are următoarea expresie:

$$\begin{aligned} \operatorname{cov}(X, Y) = K_{XY} &= M\left[(X - m_x)(Y - m_y)\right] = \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} (x - m_x)(y - m_y) f(x, y)\, dx\, dy \end{aligned} \tag{3.169}$$

Valoarea medie a unei variabile bi-dimensionale se obţine după aceleaşi reguli ca valoarea medie a variabilei aleatoare uni-dimensionale. Fie de exemplu variabila X cu densitatea de repartiţie $f(x)$. În acest caz, valoarea sa medie $M(X)$ este:

$$M(X) = \int_{-\infty}^{+\infty} x\, f(x) dx \qquad (3.170)$$

În cazul bi-dimensional, variabila este $\left[(X - m_x)(Y - m_y)\right]$, iar densitatea de repartiție $f(x, y)$; relația de calcul a valorii medii rezultă acum imediat.

Înlocuind valoarea covariației în expresia lui *r*, se obține în cazul variabilei continue:

$$r = \frac{1}{\sqrt{D^2(X) D^2(Y)}} \int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} (x - m_x)(y - m_y)\, f(x, y)\, dx\, dy \qquad (3,171)$$

În cazul variabilei bi-dimensionale discrete, notând cu $p_{ij} = \text{Prob}\left(X = x_i; Y = y_j\right)$ şi cu *r* coeficientul de corelație de selecție, rezultă:

$$r = \frac{1}{\sqrt{D^2(X)\, D^2(Y)}} \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{n} (x_i - \bar{x})(y_j - \bar{y})\, p_{ij} \qquad (3,172)$$

Se reaminteşte că, valoarea medie a variabilei uni-dimensionale *X* luând valorile x_i cu probabilitățile p_i este:

$$M(X) = \sum_{i=1}^{n} x_i\ p_i \qquad (3,173)$$

Cu o relație similară s-a obținut în cazul bi-dimensional valoarea medie pentru variabila $(X - \bar{x})(Y - \bar{y})$.

În expresia coeficientului de corelație s-a notat prin p_{ij} raportul:

$$p_{ij} \cong \frac{f_{ij}}{f\ldots} \qquad (3,174)$$

unde f_{ij} reprezintă numărul de cazuri (frecvența absolută în care variabila *X* ia valorile x_i $(i = 1, \ldots, m)$, iar *Y* valorile y_i $(j = 1, \ldots, n)$; $f\ldots$ este volumul selecției:

$$f_{\bullet\bullet} = \sum_{i=1}^{m} \sum_{j=1}^{n} f_{ij} \qquad (3,175)$$

În hidrologie, la fel ca şi la variabilele uni-dimensionale şi în cazul bi-dimensional numărul de valori de care se dispune din măsurători este redus.

Admițând că fiecare pereche de valori (X_i, Y_j) s-a înregistrat o singură dată, rezultă $f_{ij} = 1$ şi deci:

$$p_{ij} = \frac{1}{n} \tag{3.176}$$

Considerând de asemenea că unei valori X_i îi corespunde un singur Y_j (notat Y_i), expresia coeficientului de corelație devine:

$$r = \frac{1}{\sqrt{s^2(X)s^2(Y)}} \sum_{i=1}^{n} \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta x_i \cdot \Delta y_i}{n \cdot s_x \cdot s_y} \tag{3.177}$$

Prin Δx_i şi Δy_i s-au notat abaterile valorilor x_i şi y_i față de media $\bar{x}$, respectiv $\bar{y}$; de asemenea, lucrând cu o selecție de volum limitat, în expresia lui *r* s-au înlocuit dispersiile şi abaterile medii pătratice teoretice prin valorile lor de selecție.

Se reaminteşte că:

$$s_x = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\Delta x_i)^2} \tag{3.178}$$

$$s_y = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\Delta y_i)^2}$$

Deci expresia lui *r* devine:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta x_i \cdot \Delta y_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\Delta x_i)^2 \cdot \sum_{i=1}^{n}(\Delta y_i)^2}} \tag{3.179}$$

Calculul coeficientului de corelație se desfăşoară tabelar, după tabelul 3.6.

Tabelul 3.6 Calculul coeficientului de corelație

i	x_i	y_i	Δx_i	Δy_i	$\Delta x_i \cdot \Delta y_i$	Δx_i^2	Δy_i^2
1 ⋮ n	⋮	⋮					
	$\bar{x}$	$\bar{y}$			$\sum$	$\sum$	$\sum$

Calculul se poate simplifica, dezvoltând factorii care intervin în expresia coeficientului de corelație. Într-adevăr, $\sigma_x^2 = M_2 - M_1^2$, unde M_1 şi M_2 sunt momentele de ordinul 2 ale variabilei.

În cazul selecției de volum *n* se obține:

$$s_x = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n^2}\left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2} = \frac{1}{n}\sqrt{n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2} \qquad (3.180)$$

$$s_y = \frac{1}{n}\sqrt{n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2}$$

În ceea ce priveşte covarianta $\mathrm{cov}(X, Y)$ se obține:

$$\begin{aligned}\mathrm{cov}(X,Y) &= M\left[(X - m_x)(Y - m_y)\right] = M\left(XY - Xm_y - m_xY + m_xm_y\right) = \\ &= M(XY) - M(X)M(Y) - M(X)M(Y) + \\ &+ M(X)M(Y) = M(XY) - M(X)M(Y)\end{aligned} \qquad (3.181)$$

În cazul unei selecții de volum *n*, prin particularizare, covarianța se calculează cu expresia:

$$\mathrm{cov}(X, Y) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} y_i \qquad (3.182)$$

Înlocuind rezultatele obținute în expresia coeficientului de corelație, se obține:

$$r = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}} \qquad (3.183)$$

Calculul lui r se desfăşoară tabelar conform modelului din tabelul 3.7.

Tabelul 3.7. Calculul simplificat al coeficientului de corelaţie

i	x_i	y_i	$x_i y_i$	x_i^2	y_i^2
1 ⋮ n					
			$\sum$	$\sum$	$\sum$

Se observă că, spre deosebire de tabelul anterior nu mai este necesar calculul mediei şi al diferenţelor Δx_i şi Δy_i (se obţin două coloane mai puţin şi calculul este mai uşor de efectuat).

C. INTERPRETAREA COEFICIENTULUI DE CORELAŢIE. PROPRIETĂŢI

Coeficientul de corelaţie reprezintă *o măsură simetrică globală* a dependenţei dintre două varaibile X şi Y, privite ca repartiţii marginale ale unor variabile bi-dimensionale.

Deoarece $\text{cov}(X, Y) = \text{cov}(Y, X)$, din relaţia de definiţie a coeficientului de corelaţie rezultă că acesta este acelaşi (proprietate de simetrie), indiferent dacă se evaluează dependenţa probabilistică (stohastică) a lui Y faţă de X sau a lui X faţă de Y.

Coeficientul de corelaţie nu se poate utiliza decât în cazul a două variabile X şi Y cu repartiţii normale, pentru alte situaţii conceptul respectiv nefiind fundamentat teoretic şi putând caracteriza cel mult un grad de asociere al variabilelor respective.

În practica hidrologică, se stabilesc de exemplu, corelaţii liniare între debitele maxime anuale (având distribuţie asimetrică) şi volumele undelor de viitură respective. Este evident că în acest exemplu premiza normalităţii variabilelor nu mai este verificată.

Coeficientul de corelaţie are valori cuprinse între -1 şi +1. Se poate demonstra matematic că între două variabile aleatoare există o relaţie liniară dacă şi numai dacă $r^2 = 1$.

Coeficientul de corelaţie constituie o măsură a gradului de dependenţă dintre variabile. Cu cât r este mai apropiat de 1 cu atât legătura

probabilistică dintre variabile este mai puternică (atingând maximul în cazul dependenței deterministe de tip liniar).

Dacă cele două variabile aleatoare sunt independente $r = 0$. Reciproca acestei propoziții nu este adevărată, deci dacă $r = 0$ nu rezultă că variabilele sunt independente; dependența între variabile poate să fie neliniară.

Valorile coeficientului de corelație sunt pozitive în cazul în care creşterea variabilei explicative antrenează creşterea variabilei explicate (corelație pozitivă) şi negative în caz contrar (corelație negativă).

În figura 3.37 sunt reprezentate câteva situații caracteristice de drepte de regresie şi valorile corespunzătoare ale coeficientului de corelație.

În aceste reprezentări s-a notat prin *A* dreapta de regresie a lui *Y* în funcție de *X*, iar prin *B* dreapta de regresie a lui *X* în funcție de *Y*.

Este de remarcat faptul că, în cazul dependenței de tip determinist dreptele *A* şi *B* coincid, în timp ce în cazul variabilelor independente dreptele *A* şi *B* sunt perpendiculare şi paralele cu cele două axe. Din examinarea celorlalte cazuri se constată că, cu cât *A* şi *B* sunt mai apropiate cu atât coeficientul *r* este mai mare.

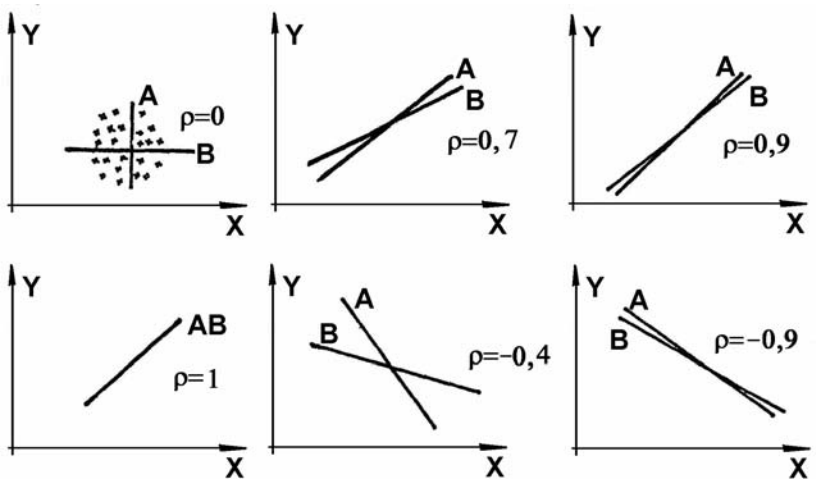


Figura 3.37 Diverse situații de drepte de regresie şi valorile corespunzătoare ale coeficientului de corelație

Estimarea parametrilor regresiilor liniare simple, neliniare simple, liniare multiple, precum şi tratarea aspectelor legate de autocorelație sau corelație specială, sunt probleme care depăşesc cadrul acestei lucrări şi drept urmare se recomandă consultarea unor lucrări bibliografice de specialitate [Drobot R., 1997].

3.7. GENERAREA DE VALORI CRONOLOGICE

Pentru obținerea unor informații mai largi asupra unui fenomen hidrologic studiat cu aplicare în probleme de proiectare şi exploatare a lucrărilor hidrotehnice, este necesară **simularea** de şiruri de valori, care se succed cronologic în continuarea altor şiruri cunoscute.

Relația de simulare derivă din teoria lanțului Marcov, după care trecerea unui sistem aleator de la timpul (t-1) la ***t*** depinde de probabilitatea de trecere a sistemului la timpul ***t***.

Concret, pentru un şir discret de valori cronologice $x_1, x_2, \ldots, x_{t-1}, x_t, \ldots$ există relația de ordinul 1 a lanțului şi anume:

$$\Delta x_t = \varphi \cdot \Delta x_{t-1} + \varepsilon_t \qquad (3.184)$$

unde: $\Delta x_t = x_t - \bar{x}$; $\Delta x_{t-1} = x_{t-1} - \bar{x}$; $\bar{x}$ = media aritmetică a şirului; φ = coeficientului lanțului de ordinul 1; ε_t = variabila aleatoare de trecere la timpul *t*.

Ecuația (3.184) devine:

$$x_t = \bar{x} + \varphi\left(x_{t-1} - \bar{x}\right) + \varepsilon_t \qquad (3.185)$$

a) Cazul şirului hidrologic cu pasul constant Δt *= 1 an.* Fie şirul $x_1, x_2, \ldots, x_i, \ldots x_n$ - şir de bază şi $x_{n+1} = y_1$, $x_{n+2} = y_2$, $x_{n+i} = y_i$ - şir în curs de generare. Aplicarea ecuației (3.185) conduce la relația de simulare:

$$y_{i+1} = \bar{x} + \rho\left(y_i - \bar{x}\right) + \varepsilon_{i+1} \qquad i = 1, 2, \ldots, \qquad (3.186)$$

unde: $\varphi = \rho$ = coeficient de autocorelație serială de ordinul 1.

În locul variabilei aleatoare ε_{i+1} se admite o variabilă gaussiană g_{i+1}, rezultând

$$\varepsilon_{i+1} = \sigma_\varepsilon \cdot g_{i+1} \qquad (3.187)$$

unde σ_ε = abaterea medie pătratică a variabilei aleatoare ε.

Deoarece între abaterile a 2 şiruri distincte există relația $\sigma_\varepsilon^2 = \sigma_x^2\left(1 - \rho^2\right)$, relația de simulare devine:

$$y_{i+1} = \bar{x} + \rho \cdot \left(y_i - \bar{x}\right) + g_{i+1} \cdot \sigma_x \sqrt{1-\rho^2} \qquad (3.188)$$

unde σ_x este abaterea medie pătratică a şirului de bază.

Dacă se admite o variabilă aleatoare de tip Pearson III (γ) rezultă:

$$y_{i+1} = \bar{x} + \rho \cdot \left(y_i - \bar{x}\right) + \gamma_{i+1} \cdot \sigma_x \sqrt{1-\rho^2} \qquad (3.189)$$

Pentru coeficientul de autocorelație ρ rezultă:

$$\rho = \frac{\frac{1}{n-2}\sum_{i=1}^{n-1} x_i \cdot x_{i+1} - \left(\bar{x}\right)^2}{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\bar{x}\right)^2}; \qquad i = 1, 2, \ldots, n \qquad (3.190)$$

Determinarea variabilelor aleatoare g şi γ. Se obțin cu ajutorul numerelor pseudoaleatoare *f*, care sunt frecvențe relative cu distribuție uniformă în intervalul (0, 1) şi $\sigma = 1$. Numerele aleatoare se generează printr-un proces întâmplător, care are loc în sisteme imaginate fizic sau matematic.

Exemplu de sistem fizic. O urnă care conține 1000 bile, din care 100 numerotate cu 0, cealaltă sută cu 1 etc, ultima sută cu 9. Se amestecă şi se extrag câteva bile care formează partea zecimală a unui număr aleator, de exemplu: 0,3214; 0,7420 etc.

Sistemul matematic. Se obțin numere pseudoaleatoare cu ajutorul algoritmului dat de expresiile:

$$f_{i+1} = \frac{F_{i+1}}{medM}; \quad F_{i+1} = \left(2^K + 1\right) \cdot F_i, \quad i = 0, 1, 2, \ldots \qquad (3.191)$$

unde f_{i+1} = număr pseudoaleator cu distribuția uniformă în intervalul (0, 1); F_{i+1} = număr întreg pseudoaleator egal sau mai mic decât *med M*; F_i = număr întreg pseudoaleator generat anterior; M = un număr foarte mare acceptat de calculator; $K = 7$, $M = 2^{32}$.

Pentru primul număr *F* se intră în ecuația de recurență (3.191) cu un număr oarecare întreg şi impar.

Trecerea de la numerele pseudoaleatoare f la variabilele aleatoare cu distribuție Gauss (g) sau Pearson III (γ) se face cu formulele:

$$g_i = \left(\sum_{K=1}^{12} f_K \right) - 6; \qquad (3.192)$$

$$\gamma_i = \frac{2}{C_s}\left[1 + \frac{C_s \cdot g_i}{6} - \frac{C_s^2}{36}\right]^3 - \frac{2}{C_s} \qquad (3.193)$$

$$C_s = 2C_v, \quad C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{x}}.$$

Cifrele variabilelor aleatoare, în ordinea în care se calculează, se asociază variabilelor în curs de generare după relațiile de simulare (3.188) şi (3.189). Metoda este laborioasă şi nu se poate aplica decât automat; în acest scop s-a întocmit programul de calcul „GENERATE" [Giurma I., Hogea V., 1985].

3.7.1 EVOLUȚIA FACTORILOR HIDROLOGICI

Fie un şir bogat de valori cronologice de acelaşi pas de timp şi să studiem evoluția generală a fenomenului, adică tendința de desfăşurare în timp. Tendința poate fi: crescătoare, descrescătoare şi ciclică sau periodică. Tendința ciclică conține ambele tendințe de creştere şi descreştere.

a) Metoda mediei mobile este cel mai simplu mijloc de a urmări tendința fenomenului. Ea permite o atenuare a variației valorilor prin efectuarea unei medieri a unui număr de valori alăturate. Una din medieri este dată de relația:

$$\bar{y}_i = \frac{1}{4}[y_{i-1} + 2y_i + y_{i+1}], \quad i = 2, 3, \ldots \qquad (3.194)$$

Această formulă este folosită în figura 3.38.

Operația constă în substituirea fiecărei valori din şir cu media corespunzătoare şi reprezentarea grafică a acestora la pasul de timp al şirului. Înlocuirea se face începând cu termenul al doilea al şirului adică cu y_2.

Dacă fenomenul este periodic aceasta se poate scoate în evidență pe grafic, deplasând în sus sau în jos, axa timpului până ce apare perioada T a ciclului.

În hidrologie întâlnim cicluri specifice cu T=1 an pentru temperatura aerului, apei şi solului, pentru evapotranspirație, precipitații, niveluri şi debite.

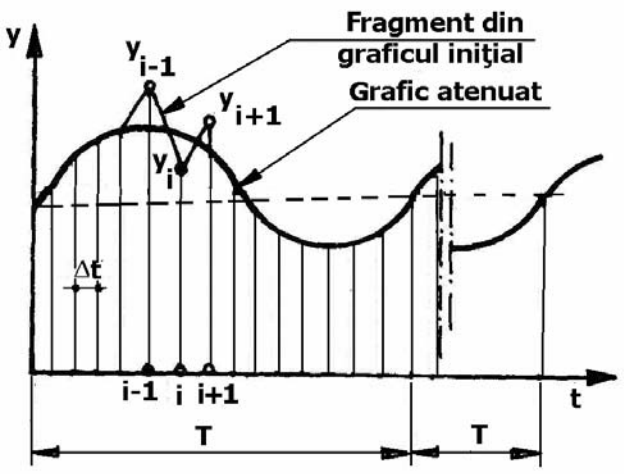


Figura 3.38 Exemplu de mediere a variației valorilor cronologice

b) Formularea matematică a periodicității (analiza armonică)

Când se cunoaşte perioada T a ciclului, este posibilă ca variația valorilor cronologice date y de ciclu să fie formulată matematic, folosind funcțiile $f(t)$ a seriilor Fourier [Vladimirescu I., 1978].

$$f(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{K=1}^{\infty} \left(a_K \cos K \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot t + b_K \sin K \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot t \right) \qquad (3.195)$$

t = timpul definit pe intervalul $\left[-\frac{T}{2},\ \frac{T}{2} \right]$; a_0, a_K, b_K = coeficienți.

Se pune problema determinării acestor coeficienți funcție de valorile y_i ale şirului cronologic.

Relația (3.195) se transformă prin schimbarea de variabilă

$$t = \frac{T}{2} \cdot \frac{x}{\pi} \tag{3.196}$$

cu perioada 2π în loc de *T*.

Rezultă,

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{K=1}^{\infty} \left(a_K \cos K \cdot x + b_K \sin K \cdot x \right) \tag{3.197}$$

Pe axa absciselor se împarte intervalul $(0, 2\pi)$ în *n* părți egale. Pentru toate intervalele se cunosc valorile: $(0, y_0)$; (x_1, y_1); (x_2, y_2); …(x_i, y_i) … (x_{n-1}, y_{n-1}); $(x_n = 2\pi, y_n)$. Din formula dreptunghiurilor se obțin relațiile curente:

$$a_K = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} y_i \cos K \cdot x_i; \qquad b_K = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} y_i \sin K \cdot x_i; \qquad a_0 = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} y_i \tag{3.198}$$

Calculele se fac cu calculatorul sau cu ajutorul unor instrumente speciale numite analizatoare armonice.

Deoarece primele 2 relații din (3.198) reprezintă suprafețe (înmulțiri de ordonate y_i cu $\cos K \cdot x_i$, respectiv cu $\sin K \cdot x_i$) aceste instrumente sunt prevăzute cu dispozitive de planimetrare. Un analizator de tip mecanic (cu planimetru obişnuit) necesită desenarea graficului $y_i(t)$, pe când altele mai perfecționate de tip optic sau electronic nu mai cer această condiție [Giurma I., 1985; Giurma I., 1997].

4. NOȚIUNI DE HIDROGEOLOGIE

4.1.DINAMICA APELOR SUBTERANE. LEGEA LUI DARCY

4.1.1.FUNDAMENTARE TEORETICĂ

Apele subterane şi mai ales acelea care se găsesc în straturile freatice din acvifere, servesc ca surse de apă potabilă, apă curativă sau pentru alte folosințe în domenii variate, cum ar fi alimentarea cu apă a centrelor populate, zonelor industriale, irigațiilor etc. Mai ferite de agenții poluanți decât apele de suprafață şi beneficiind de filtrul purificator care este pământul, *apele subterane sunt singura sursă naturală de apă „curată”*. În contextul prioritar al protejării acestei resurse, apare firească preocuparea pentru studiul curgerii şi al modificării calității apei subterane.

Ştiința care se ocupă cu studiul apelor subterane este *hidrogeologia* (aflată în strânsă legătură şi cu alte discipline cum ar fi: hidrologia, geologia, fizica, chimia şi biologia). Ea studiază originea, repartiția, dinamica acestor ape, precum şi proprietățile lor fizice, chimice, biologice şi bacteriologice. Hidrogeologia are aplicații numeroase şi importante în amenajarea bazinelor hidrografice. Astăzi este de neconceput întocmirea unor proiecte de construcții, irigații, desecări, alimentări cu apă etc. fără o documentație hidrogeologică. Condițiile hidrogeologice pot fi hotărâtoare uneori în alegerea unei măsuri hidrotehnice, precum şi în alegerea şi dimensionarea lucrărilor [Stoianovici ş.a., 1998].

Pentru studierea legilor de mişcare a apelor subterane, hidrogeologia face apel la *hidraulica subterană* cu care este în strânsă interdependență. Extinderea şi complexitatea problemelor hidrogeologiei a condus la definirea a două direcții de cercetare hidrogeologică: *cercetarea matematică* (bazată pe mecanica fluidelor) şi cercetarea practică (bazată pe observații în teren). Rezolvarea problemelor de hidrogeologie utile domeniului hidrotehnic (construcții hidrotehnice, irigații, desecări, alimentări cu apă etc.) se poate obține numai prin îmbinarea celor două metode de cercetare menționate.

Considerând circuitul apei în natură, se observă că o parte din precipitații cade pe sol sau pe vegetația solului, o parte se evaporă imediat şi o altă parte pătrunde în sol (se infiltrează). Această ultimă cantitate de apă reprezintă de fapt *sursa principală de alimentare a apelor subterane*.

În general putem defini *mediul poros* ca un material care are goluri interioare care pot comunica între ele. Aceste goluri poartă numele de interstiții, spații poroase sau pori. Forma şi dimensiunile lor sunt variabile şi

distribuite aleator în interiorul materialului respectiv (de la interstițiile moleculare la golurile extrem de mari, numite caverne).

Mediile poroase naturale sunt, de obicei, rocile sedimentare (nisipurile, gresiile, calcarele, dolomitele, argilele şi marnele). Rocile eruptive şi rocile metamorfice pot fi considerate practic impermeabile, cu excepția cazurilor când sunt fisurate.

Datorită neuniformității mediului poros, definirea parametrilor caracteristici se face pe baza unor valori medii. Există două moduri de definire a proprietăților locale ale unui mediu poros: prin noțiunea de *volum elementar reprezentativ* (VER) şi prin noțiunea de *funcții aleatoare* [de Marsily, G., 1994].

Analiza unui VER presupune atribuirea proprietăților medii ale unui volum de material, unui punct din spațiu. Aceasta presupune o integrare în spațiu a acestor proprietăți. Dimensiunea unui VER trebuie să fie suficient de mare pentru a conține un mare număr de pori, astfel încât să se poată defini o proprietate medie globală cu asigurarea că efectul fluctuațiilor de la un por la altul este neglijabil şi suficient de mică pentru ca variațiile parametrilor de la un domeniu la altul să poată fi reprezentate prin funcții continue, pentru a putea utiliza analiza infinitezimală (fără a introduce astfel erori caracteristice aparatelor de măsurare la scară microscopică).

4.1.2.PROPRIETĂȚI ALE ROCILOR

Apa care se infiltrează în roci se acumulează în porii acestora formând rezerve, strate sau zăcăminte de ape subterane. Cantitatea de apă pe care o pot acumula rocile depinde de proprietățile lor hidrogeologice: *compoziția granulometrică*, *porozitatea*, *permeabilitatea*, *umiditatea*, *higroscopicitatea*, *absorbția* etc. [Stoianovici A., ş.a., 1998].

A.COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ

Partea solidă a rocilor solului este alcătuită din particule elementare (fracțiuni) de diferite mărimi, de la particule coloidale (argilă), la particule grosiere (nisip şi pietriş). Cum aceste componente au în roci funcții diferite, pentru a fi cunoscute ele se separă pe categorii de mărimi prin analize granulometrice (sau analize mecanice). Categoriile de particule de diferite mărimi poartă denumirea de *fracțiuni granulometrice*. Determinarea cantitativă a proporției diferitelor fracțiuni din roci se face cu ajutorul analizei granulometrice (prin cernere, prin decantare), care permite trasarea unei curbe granulometrice (procentajul – în volume sau mai general în

greutate al elementelor care traversează o sită ale cărei ochiuri au un diametru dat) (figura 4.1) [de Marsily, G., 1994].

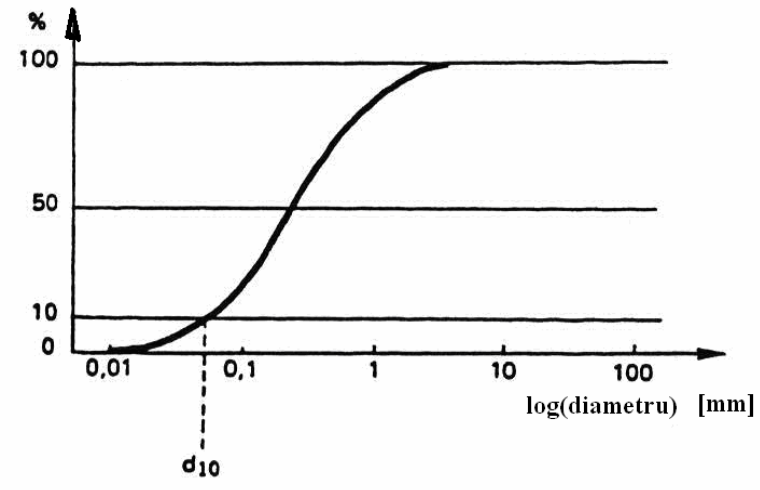


Figura 4.1 Curba granulometrică

Diverse categorii de particule au următoarele însuşiri în raport cu apa:
- *argila*, fracţiuni foarte mici, pori foarte fini, permeabilitate foarte redusă, prin îmbibare devine practic impermeabilă;
- *praful*, reţine foarte bine apa, permeabilitate slabă şi capilaritate bună;
- *nisipul*, reţine apa mai puţin, permeabilitate medie, capilaritate redusă sau nulă;
- *pietrişul*, nu reţine apa, are permeabilitate mare şi este lipsit de capilaritate.

Repartiţia procentuală a fracţiunilor şi raportul dintre acestea dau aprecieri asupra raportului cu apa a rocii respective. Diametrul corespunzător fracţiunii în proporţie de 10% dă indicaţii asupra capacităţii filtrante a rocii. Acest diametru se stabileşte după curba granulometrică şi este cunoscut sub numele de *diametru efectiv* (activ sau eficace), $\boldsymbol{d_{10}}$ sau $\boldsymbol{d_0}$, $\boldsymbol{d_e}$ (dimensiunea pentru care 10% din elementele mediului sunt mai mici decât $\boldsymbol{d_{10}}$). Raportul $\frac{d_{60}}{d_{10}} = \boldsymbol{N}$ se numeşte *coeficient de neuniformitate* (neomogenitate) *granulară* (d_{60} fiind diametrul mediu, corespunzător procentului de 60% din curba granulometrică). Rocile permeabile pot fi: omogene (N<5), de omogenitate medie (5<N<15) sau neomogene (N>15).

Panta curbei granulometrice dă indicaţii asupra omogenităţii rocilor: cu cât panta curbelor granulometrice este mai mare, cu atât mai omogenă este roca şi deci mai permeabilă.

B. POROZITATEA

Prin *porozitate* se înțelege totalitatea spațiilor goale din roci, alcătuind spațiul lacunar total sau volumul total al porilor. Se disting următoarele categorii de porozitate: porozitate primară (datorită aşezării spațiale a fracțiunilor granulometrice şi agregatelor) şi porozitatea secundară (datorită influenței mecanice a vântului, apei şi rădăcinilor şi datorită activității biologice şi chimice). Porozitatea este o caracteristică a rocilor sedimentare. Spații lacunare (pori, sau mai ales fisuri) există şi în rocile metamorfice şi eruptive, volumul ocupat de acestea este însă foarte redus (1%).

După dimensiunile porilor se disting două categorii de porozitate: *porozitate capilară* (pori capilari cu diametrul < 0,25 mm) şi *porozitate necapilară* (pori cu diametrul > 0,25 mm), numită şi porozitate supracapilară. Se mai disting următoarele categorii de porozități: *porozitatea totală* (sau *absolută*) şi *porozitate efectivă* (sau *eficace*).

Porozitatea totală (sau absolută) a rocilor se exprimă prin coeficientul de porozitate care (considerând un anumit volum dintr-un mediu poros) se defineşte ca raportul dintre volumul total al porilor (golurilor), V_p şi volumul total al rocii V_r:

$$n = \frac{V_p}{V_r} \quad \text{sau} \quad n = \frac{V_r - V_s}{V_r} \quad [-] \qquad (4.1)$$

iar procentual:

$$n = \frac{V_p}{V_r} \cdot 100 \quad \text{sau} \quad n = \frac{V_r - V_s}{V_r} \cdot 100 \quad [\%] \qquad (4.2)$$

unde: V_s este volumul fazei solide (substanța minerală şi substanța organică).

Calculul coeficientului de porozitate se face obişnuit cu formula:

$$n = 1 - \frac{\gamma_v}{\gamma_s} \quad [-] \qquad \text{sau} \qquad n = \left(1 - \frac{\gamma_v}{\gamma_s}\right) \cdot 100 \quad [\%] \qquad (4.3)$$

unde: γ_v este greutatea unității de volum a rocii uscate, în structura naturală [N/m^3]; iar γ_s greutatea unității de volum real a rocii [N/m^3].

Indiferent de natura lor, golurile din roci, intergranulare sau fisurale, pot fi izolate sau în comunicație. Volumului total al golurilor (izolate şi în comunicație) îi corespunde *porozitatea totală* sau *absolută* n, iar ansamblului golurilor în comunicație, suficient de mari pentru a permite

circulația unui fluid sub acțiunea forțelor gravitaționale (hidrostatice), îi corespunde *porozitatea efectivă* n_e. Rocile care au porozitate efectivă se consideră a fi permeabile.

Porozitatea efectivă (sau eficace), n_e, reprezintă raportul între volumul porilor aflați în intercomunicație, accesibili circulației apei după legile hidrodinamicii şi volumul total al rocii. Porozitatea efectivă influențează direct asupra rezervei de apă utile dintr-un complex acvifer. Factorii care influențează porozitatea rocilor sunt: forma şi dimensiunile particulelor (granulelor), dispoziția (aranjamentul) şi gradul de îndesare şi cimentare.

Forma granulelor determină forma şi dimensiunile porilor. Forma cubică (față de forma sferică), în aceleaşi condiții de îndesare şi aranjare, condiționează un volum mai mare de goluri. Porozitatea totală cea mai mare o au pietrişurile ascuțite (unghiulare). Forma este neglijabilă pentru porozitatea fracțiunilor fine.

Dimensiunile fracțiunilor: se remarcă o creştere a porozității totale a rocilor o dată cu micşorarea fracțiunilor ce le alcătuiesc. Porozitatea totală (absolută) este cu atât mai mare cu cât dimensiunile fracțiilor sunt mai uniforme.

Dispoziția (aranjamentul) granulelor: la diametru egal al granulelor, porozitatea totală este funcție de modul de aranjare. Astfel, după Graton şi Fraser, pentru şase tipuri de aranjări ale unor granule sferice de nisip, porozitatea variază între 47,64 % şi 25,95 %.

Gradul de îndesare şi cimentare poate reduce foarte mult volumul golurilor, deci şi valoarea coeficientului de porozitate.

Porozitatea rocilor sedimentare depinde de compoziția granulometrică şi structură. Din această cauză valoarea porozității este cuprinsă între limite foarte mari.

În general se remarcă o creştere a porozității totale a rocilor o dată cu micşorarea diametrului fracțiunilor ce le alcătuiesc. În acelaşi sens creşte şi spațiul poros capilar şi capacitatea de înmagazinare cu apă a solului. Porozitatea efectivă creşte o dată cu dimensiunile şi modul de aranjare a particulelor.

Nisipul şi gresiile au o porozitate totală de aproximativ 30 %. Există şi roci compactate (calcarul şi dolomitele) care au o porozitate mare. Rocile cristaline şi metamorfice au o porozitate de 1÷5 %. Argilele constituie o categorie specială. Ele sunt constituite din formațiuni lamelare aproximativ paralele, separate prin straturi variabile în care poate exista sau nu apă. Argilele au proprietatea de „umflare" în prezența apei. Particulele de apă sunt puternic legate de particulele solide argiloase. Procentajul porilor poate ajunge până la 90 %. În cazul rocilor compactate, pot exista fisuri sau falii

ce apar în general după direcţii pricipale, formându-se astfel de blocuri. Aceste fisuri pot fi colmatate cu argile, calcite, cuarţ etc.

Porozitatea poate varia în timp datorită *cimentării* rocilor granuloase sau *tasării*.

Apa subterană se găseşte în formă *legată* (cum ar fi apa peliculară), sau sub formă *liberă* (cum ar fi apa *capilară* şi apa gravitaţională). Pentru aplicaţiile tehnice se studiază apa în regim gravitaţional, care se găseşte în anumite straturi ale rocilor poroase denumite *straturi freatice*.

Apa este „legată" de suprafaţa particulelor prin forţe de atracţie moleculară. Aceste forţe descresc cu distanţa dintre molecula de apă şi particula solidă. Un prim strat „adsorbit" are o grosime de $0{,}1\mu$ şi corespunde unei orientări a moleculelor de apă cu structură dipolară ***H-OH***, perpendiculare pe suprafaţa solidului. Forţele de atracţie care apar sunt de ordinul 10000 bar şi scad în raport cu distanţa.

În acest strat „adsorbit" proprietăţile apei sunt puternic modificate: viscozitatea foarte mare, densitatea foarte mare (1,5). Numeroşi ioni, în special cationi, pot fi reţinuţi prin atracţia conjugată a moleculelor de apă ale solidului. Între distanţele de $0{,}1\mu$ şi $0{,}5\mu$ există o zonă de tranziţie care conţine molecule de apă imobile care suportă atracţii suficient de mari. De la distanţa $0{,}5\mu$ forţele de atracţie sunt neglijabile, iar apa devine „liberă". Apa liberă se poate deplasa sub acţiunea gravitaţiei şi a gradienţilor de presiune.

Porozitatea cinematică a unui mediu poros saturat este:

$$n_c = \frac{V_c}{V_t} \tag{4.4}$$

unde: $\boldsymbol{V_c}$ este volumul de apă care poate circula; $\boldsymbol{V_t}$, volumul total al mediului poros.

Volumul porilor prin care poate circula apa este întotdeauna mai mic decât volumul total al porilor.

Într-un *mediu poros nesaturat* există *trei faze*: solidă, lichidă, gazoasă.

Pentru un **VER** se poate defini conţinutul volumic de umezeală sau umiditatea θ ca fiind:

$$\theta = \frac{V_a}{V} \tag{4.5}$$

unde: $\boldsymbol{V_a}$ este volumul de apă conţinută; $\boldsymbol{V}$, volumul total şi saturaţia volumică sau gradul de saturaţie $\boldsymbol{S_w}$:

$$S_w = \frac{V_a}{V_p} \qquad (4.6)$$

unde: V_a este volumul de apă conținută; V_p, volumul total al porilor.

θ poate varia de la 0 la n (porozitatea totală), iar S_w de la 0 la 1 (sau de la 0 la 100 %). Gradul de saturație este legat de umiditate prin relația:

$$S_w = \frac{\theta}{n} \qquad (4.7)$$

Se numeşte *porozitate de drenaj* partea din porozitate care poate fi drenată gravitațional n_d, adică diferența dintre conținutul de apă al mediului saturat şi cel obținut la saturație de echilibru.

C.PERMEABILITATEA

Permeabilitatea este proprietatea rocilor de a permite trecerea apei când ele sunt saturate şi aflate sub influența unei presiuni hidrostatice în condiții subterane naturale. Expresia cantitativă a acestor stări se exprimă prin coeficientul de conductivitate hidraulică (coeficient de filtrație), reprezentând debitul unui fluid la o temperatură dată care trece prin unitatea de secțiune transversală a unui mediu poros sub influența unității de gradient hidraulic. Valoarea coeficientului de permeabilitate rezultă din legea lui Darcy (1856), primul cercetător care a stabilit pentru mişcarea apei subterane în regim permanent relația dintre gradientul hidraulic i şi caracteristicile cinematice: viteza de infiltrație v şi debitul Q.

D. UMIDITATEA (GRADUL DE UMIDITATE)

Umiditatea, w, reprezintă raportul, în procente, dintre greutatea apei care poate fi îndepărtată din roci prin încălzire la 105 °C şi greutatea rocii uscate:

$$w = \frac{G_0}{G_r} \cdot 100 \qquad [\%] \qquad (4.8)$$

unde: G_0 reprezintă greutatea apei din pori; G_r, greutatea rocii uscate.

Umiditatea higroscopică, w_h, reprezintă umiditatea unei roci uscate în aer până ajunge la greutatea constantă. Se exprimă în procente.

Umiditatea de saturație, w_{sat} (umiditatea maximă w_{max}) este umiditatea unei roci saturată de apă.

Gradul de saturație al rocilor, ***s***, sau de umiditate (coeficient de saturație) este raportul, în procente, dintre umiditatea unei roci la un moment dat ***w*** şi umiditatea aceleiaşi roci în stare de saturație w_{sat} (pentru acelaşi grad de porozitate):

$$s = \frac{w}{w_{sat}} \cdot 100 \quad [\%] \tag{4.9}$$

Gradul de saturație al rocilor, ***s***, este un indiciu asupra cantității de apă pe care rocile o pot primi pentru a deveni saturate. După gradul de saturație, rocile pot fi: uscate (***s*** < 0,4), umede (***s*** = 0,4...0,8), foarte umede (***s*** = 0,8...1,0) sau saturate (***s*** = 1,0).

E.HIGROSCOPICITATEA

Higroscopicitatea este proprietatea pe care o au unele roci de a absorbi vaporii de apă din aer şi de a reține apa. Această prorpietate depinde de natura rocilor şi de porozitatea lor. Higroscopicitatea poate fi foarte mare, când se produce până la saturarea tuturor porilor sau mai redusă, când apa este reținută numai de forțele de absorbție. Higroscopicitatea maximă reprezintă umiditatea absorbită de o rocă, amplasată într-o atmosferă saturată de vapori de apă.

Coeficientul de higroscopicitate al unei roci reprezintă greutatea apei (în grame) adsorbită de o rocă pe unitatea de suprafață [cm^2], în unitatea de timp [s], în contact cu aerul, la 50 % umiditate relativă şi o temperatură de 25 °C.

F.ABSORBȚIA

Absorbția este proprietatea rocilor de a se îmbiba cu apă sau alte lichide cu care vine în contact. Această proprietate se exprimă prin *coeficientul de absorbție*, a_i [%], care reprezintă raportul dintre masa apei reținută de o probă de rocă în stare naturală şi masa aceleiaşi roci, uscată la 105 °C [***m***, în g]:

$$a_i = \frac{m_l - m}{m} \cdot 100 \tag{4.10}$$

Absorbția de apă depinde de modul de saturare al rocii şi se exprimă prin coeficientul de saturație **s,** care reprezintă raportul dintre absorbție la presiunea normală, a_i**,** şi absorbția, ***a***, la presiunea de 150 kgf/cm^2:

$$S = \frac{a_i}{a} \qquad (4.11)$$

Un profil obişnuit al cantităţii de apă conţinută în sol, în funcţie de cotă are următorul aspect (figura 4.2) [de Marsily G., 1994].

Conţinutul de apă este funcţie de porozitatea şi permeabilitatea solului. Sub o cotă ***N*** conţinutul de apă nu mai creşte cu adâncimea. Această zonă este *saturată* şi o numim *pânză freatică*. Zona aflată deasupra pânzei freatice se numeşte *nesaturată*. În zona saturată apa este supusă în principal forţelor de greutate, în timp ce în zona nesaturată sunt preponderente forţele de capilaritate.

Apa care cade pe suprafaţa solului umezeşte fracţiunea superioară a solului (câţiva cm), profilul conţinutului de apă din sol modificându-se. Când conţinutul de apă depăşeşte o valoare limită numită *capacitate de retenţie specifică*, apa se propagă spre pânza freatică umezind o zonă mai profundă a solului.

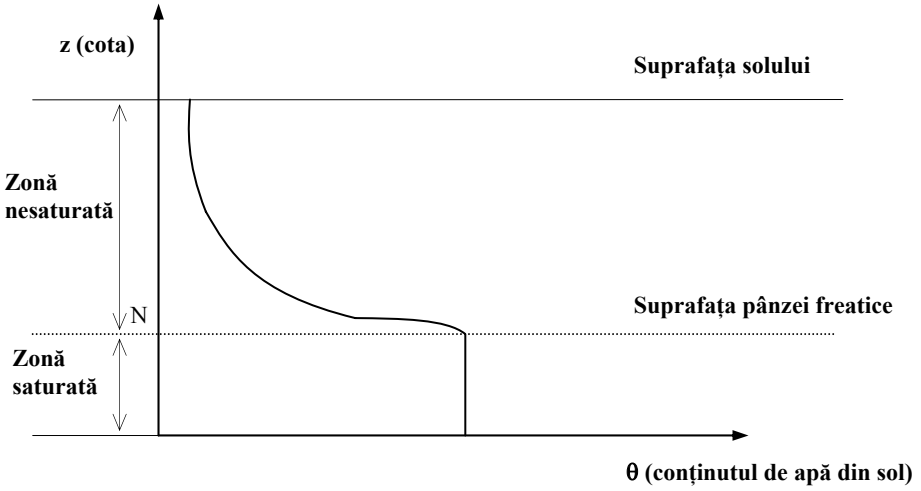


Figura 4.2 Profilul conţinutului de apă din sol

În cazul precipitaţiilor de lungă durată, umezirea solului este tot mai puternică, ceea ce determină infiltraţia, adică deplasarea apei spre pânza freatică. Acest fenomen este foarte lent, depinzând de permeabilitatea solului şi de adâncimea pânzei freatice.

Apa din zona nesaturată urcă prin capilaritate spre suprafaţă şi aici se evaporă. În cazul în care pânza freatică nu este la mare adâncime, evapotranspiraţia puternică la suprafaţa solului antrenează o curgere ascendentă a pânzei freatice.

Apa infiltrată până la pânza freatică circulă în acvifer, spre râuri, pe care le alimentează în absența ploii. Acest aport al apelor subterane pentru apele de suprafață formează *debitul de bază al râurilor*.

Cum se ştie din studiul hidraulicii, mişcarea apei în câmp gravitațional terestru se realizează atunci când între două puncte oarecare există o diferență de nivel, sau o diferență de presiune hidraulică.

Regimul de scurgere al apelor superficiale naturale sau artificiale în canale se desfăşoară liber, adică la presiune normală. În cazul apelor subterane, circulația acestora se poate efectua *liber* sau *sub presiune*, parametrii hidraulici care caracterizează curgerea fiind:

- panta hidraulică (longitudinală), $\boldsymbol{i}$ [-];
- viteza de curgere, $\boldsymbol{U}$ [$m \cdot s^{-1}$];
- debitul de curgere, $\boldsymbol{Q}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$].

Aceşti parametri mai depind de: aria de curgere (transversală), $\boldsymbol{A}$ [m^2]; natura mediului de scurgere caracterizată prin porozitate (care depinde de modul de aşezare a granulelor şi de forma lor).

Circulația liberă a apei se realizează când ea se efectuează având un strat suport impermeabil şi o diferență de nivel între două secțiuni de curgere, iar circulația sub presiune este caracteristică în cazul pânzelor captive, când se creează şi o diferență de presiune datorită alimentării pe o singură parte şi a imposibilității ridicării apei la nivelul respectiv. Acest lucru se datorează straturilor impermeabile care limitează secțiunea de scurgere şi deci impun un regim de curgere hidraulică forțată. Mai este de remarcat faptul că în timp ce printr-o conductă, curs de apă, sau canal, apa superficială umple sau poate umple toată secțiunea transversală, *în cazul apelor subterane ea circulă numai prin pori*.

În cele ce urmează se va considera însă că fenomenul se petrece ca la apele superficiale, adică în practică de obicei se vor determina panta, viteza şi secțiunea aparentă, nu cele reale care ar fi foarte greu de determinat. Pe baza studiilor de teren se pot stabili corelații între elementele aparente şi cele reale. Acest lucru este necesar pentru anumite aplicații practice.

4.1.3. PÂNZE ACVIFERE

În mediul subteran apa întâlneşte roci care datorită porozității lor permit curgerea şi roci practic impermeabile prin care apa nu mai poate curge. Rocile prin care apa poate curge se numesc *roci acvifere*, iar apa conținută în pori formează *pâze acvifere*. Stratele acvifere se numesc *omogene* când porii rocilor comunică între ei şi se asigură o circulație

continuă şi *eterogene* când apa subterană circulă prin fisuri sau pori ai rocilor comunicând neregulat dintr-o zonă în alta.

Acviferele naturale sunt cantonate în depozite permeabile cu grosime şi extindere spațială importante, limitate la bază de un strat impermeabil (pat impermeabil) şi uneori şi în partea superioară printr-un tavan impermeabil, saturate în parte sau în totalitate cu apă. În cazul când apa este în stare de mişcare se formează curenți acviferi naturali.

Acviferele pot fi libere (cu nivel liber) sau captive (sub presiune). *Acviferele cu nivel liber* sunt limitate în partea superioară de o *suprafață liberă* (de depresie) aflată în echilibru cu presiunea atmosferică p_{atm} (considerată nulă într-un sistem de referință relativ) (figura 4.3). Suprafața liberă delimitează zona nesaturată de cea saturată a mediului poros.

După modul de dispunere a rocilor acvifere în scoarța pământului pânzele acvifere libere pot fi din *zonele aluvionare* sau conținute în *fisuri* ale rocilor ş.a.

Pânzele din zonele aluvionare se găsesc în vecinătatea cursurilor de apă la vărsarea unui afluent într-un curs superior, în conurile de dejecție ale cursurilor de apă sau în vecinătatea mărilor sau oceanelor. Rocile acvifere respective sunt formate din nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, formațiuni de lœss cu un conținut relativ mic de argilă, roci marnoase, nicipoase etc. iar pânza freatică are un nivel variabil, el fiind mai ales influențat de precipitații şi de nivelul apelor din râuri, oceane sau mări.

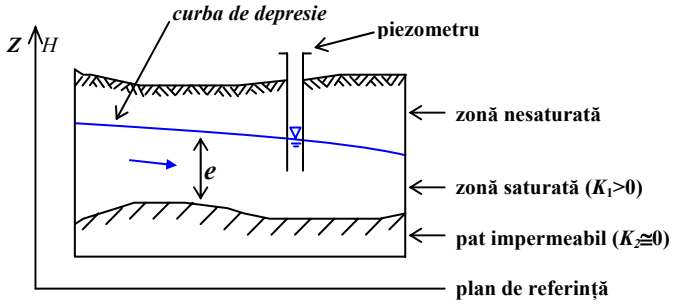


Figura 4.3 Strat acvifer cu nivel liber

Pânzele acvifere conținute în fisuri se pot forma în crăpături sau fisuri numite litocloze, formate în rocile metamorfice prin răcirea magmei. Crăpăturile sau fisurile pot eventual comunica între ele. Atunci când sunt de dimensiuni mari, sub formă de falii, se numesc paraclaze, iar dacă nu sunt dislocate se numesc diaclaze. Fisurile mici se numesc leptoclaze, ele putând fi puțin profunde (sinclaze) sau neregulate (piezoclaze), apărute ca urmare a variației eforturilor mecanice exterioare.

Aceste fisuri se pot forma şi în rocile sedimentare calcaroase prin dizolvarea lor de către apele pluviale sau de infiltrație, favorizând formarea peşterilor sau chiar a cursurilor de apă subterană în masivele calcaroase. Astfel de zone se numesc *carstice*. Când se formează cursuri de apă subterane în astfel de roci, debitele acestora pot fi destul de importante. În astfel de zone carstice se cunosc cazuri când cursurile de suprafață dispar curgând în subteran pe anumite porțiuni.

Acviferele sub presiune sunt situate între două sau mai multe straturi impermeabile, alimentarea pânzelor freatice făcându-se astfel încât să se creeze o creştere a presiunii hidraulice peste cea normală (atmosferică) (figura 4.4).

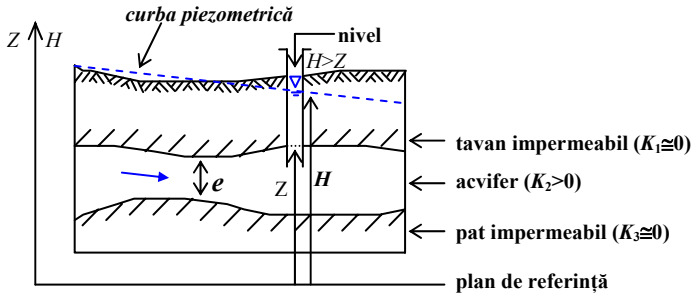


Figura 4.4 Strat acvifer captiv

Pânzele acvifere captive se găsesc denivelate față de sursa de alimentare, ceea ce face să se creeze o presiune hidraulică care e captivă, deci nu se poate manifesta din cauza cel puțin a unui strat impermeabil ce o separă de un alt strat acvifer. În momentul când s-ar executa un puț în zona ce cuprinde stratul de apă subteran captiv, nivelul pânzei freatice se va ridica la înălțimea corespunzătoare de alimentare, la înălțimea pizometrică (figura 4.4). Când aceasta depăşeşte nivelul solului, țâşneşte vertical până la înălțimea la care energia hidraulică disponibilă se anulează. Acest tip de strat acvifer se mai numeşte şi *artezian* (după denumirea domeniului Artois din Franța unde s-au realizat puțuri săpate în astfel de straturi freatice) [Marinov A.N., 2000].

Suprafața piezometrică indică variația nivelului piezometric pe suprafața ocupată de acvifer. În cazul acviferului cu nivel liber suprafața piezometrică există fizic în natură, fiind identică cu suprafața liberă a acviferului. În cazul acviferului sub presiune suprafața piezometrică este o suprafață imaginară situată deasupra tavanului impermeabil. Prin intersectarea suprafeței de depresie, respectiv a celei piezometrice, cu

un plan vertical, paralel cu direcţia principală de curgere, se obţine curba de depresiune (figura 4.3) şi curba piezometrică (figura 4.4).

Pentru folosirea apelor subterane în diferite scopuri practice trebuie cunoscute elementele caracteristice care servesc ca date primare în elaborarea diferitelor studii sau proiecte. Aceste elemente se pot grupa în astfel:

- *parametri cantitativi* – rezultaţi din structura geologică a rocilor (care furnizează date în legătură cu porozitatea, compoziţia chimică a rocilor, permiţând stabilirea permeabilităţii rocii, adică circulaţia apei şi stabilirea unor proprietăţi ale apei etc.);
- *parametri legaţi de calitatea apei* subterane;
- *parametri geometrici şi hidraulici,* cum ar fi înălţimea sau grosimea stratului acvifer, panta hidraulică a apei subterane, sarcina hidraulică, viteza apei subterane şi debitul apei subterane.

Grosimea stratului acvifer liber reprezintă distanţa pe verticală de la stratul practic impermeabil până la nivelul maxim al apei gravitaţionale. *Grosimea stratului acvifer captiv* este distanţa pe verticală între cele două strate impermeabile. În calculele inginereşti se foloseşte de multe ori noţiunea de înălţime medie a unei pânze freatice care se determină într-o zonă de interes, cunoscând înălţimile măsurate sau determinate pe o perioadă de minim 10 ani (în foraje de studii şi observaţie) şi efectuând o medie statistică a înălţimilor din câteva puncte care să acopere uniform zona studiată.

Pe baza cunoaşterii înălţimii stratului acvifer, raportată faţă de un reper care se ia uneori chiar nivelul stratului impermeabil, se poate determina *nivelul hidrodinamic* al pânzei freatice. Acesta este în general variabil, fiind influenţat de următorii parametri:

- *regimul de infiltraţie-evaporare* care depinde mai ales de regimul precipitaţiilor, de variaţiile de temperatură a solului şi aerului şi de porozitatea rocilor, adică permeabilizarea lor;
- *influenţa apelor de suprafaţă* (râuri, fluvii, mări şi oceane) care pot ceda sau absorbi o parte din debitul apelor subterane şi deci modifică nivelul pânzei freatice;
- *fluxul şi refluxul* care creează prin circulaţia masei apelor mari variaţii ale pânzei freatice pe distanţe de zeci de km;
- *mişcările tectonice* care modifică natura şi stabilitatea rocilor;
- *lucrările artificiale* (cu caracter hidrotehnic, cum ar fi crearea de mari lacuri de acumulare, lucrări de hidroamelioraţii, fundaţii, lucrări de alimentare cu apă etc.).

4.1.4. SARCINA HIDRAULICĂ ŞI SARCINA PIEZOMETRICĂ ÎNTR-UN MEDIU POROS

În cazul unui mediu poros saturat, *sarcina hidraulică* (exprimată în metri coloană de apă) în orice punct ***M*** al unui curent acvifer (*fluid incompresibil* supus forţelor gravitaţionale) este dată de relaţia:

$$H = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{u^2}{2g} \qquad \text{[m]} \qquad (4.12)$$

unde: ***z*** este cota faţă de un plan de referinţă (axa ***Z*** orientată în sus) [m]; ***p***, presiunea fluidului în punctul considerat [$kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2}$]; ρ, densitatea fluidului [$kg \cdot m^{-3}$]; ***g***, acceleraţia gravitaţională [$m \cdot s^{-2}$]; ***u***, viteza reală a fluidului în punctul de cotă ***z*** [$m \cdot s^{-1}$].

Viteza reală ***u*** fiind foarte mică, termenul $u^2/2g$, reprezentând energia cinetică specifică, se neglijează. De exemplu, în cazul curenţilor acviferi în regim natural, considerând gradientul 1%, porozitatea efectivă 30 % şi conductivitatea hidraulică 300 m/zi, rezultă o viteză efectivă de 10 m/zi $\approx 10^{-4}$ m/s, ceea ce conduce la o energie cinetică specifică neglijabilă ($u^2/2g \cong 5 \cdot 10^{-10}$m) [Zamfirescu, F., 1997]. Astfel, expresia sarcinii hidraulice (energie specifică) devine: $H = z + \frac{p}{\rho g}$, deci se aproximează cu o precizie foarte ridicată prin *sarcină piezometrică*.

În cazul mediului poros nesaturat (***p*<0**) se utilizează noţiunea de *sucţiune*, notată cu ψ, definită astfel: $\psi = -\frac{p}{\rho g}$, iar expresia sarcinii hidraulice devine:

$$H = z - \psi \qquad (4.13)$$

Dacă se realizează un foraj (piezometru) într-un acvifer cu nivel liber, apa se va ridica în acesta până la nivelul suprafeţei libere (figura 4.3). În cazul acviferelor sub presiune apa se va ridica în piezometru până la nivelul ***H>Z*** (figura 4.4).

Dacă se ţine seama de compresibilitatea fluidului, sarcina piezometrică este dată de relaţia:

$$H = z + \int_{p_0}^{p} \frac{dp}{\rho(p) g} \qquad (4.14)$$

unde: p_0 este presiunea la originea axei Z; p, presiunea în punctul aflat la cota z [de Marsily, G., 1994].

Sarcina hidraulică descreşte în sensul curgerii sau este constantă în cazul repausului.

Datele obținute din studii cu privire la înălțimea/grosimea pânzei de apă subterană sunt prelucrate, având drept finalitate executarea de hărți în care sunt marcate curbele care unesc punctele de egală sarcină piezometrică. Aceste curbe se numesc *hidroizohipse* în cazul acviferului cu nivel liber şi *hidroizopieze* în cazul acviferului sub presiune. Datorită variației permanente a nivelului pânzei freatice, hărțile se întocmesc pe baza determinării unor valori medii de înălțimi pe o perioadă de câțiva ani (10 ani acceptabil, 20-40 ani suficient).

Direcția de curgere a curentului subteran se face întotdeauna *perpendicular* pe direcția curbelor de nivel, hidroizohipse sau hidroizopieze, ea schimbându-se în funcție de variația pânzei freatice.

Gradientul hidraulic de presiune sau *panta apei subterane* se defineşte ca raportul dintre diferențele de înălțimi ale pânzei acvifere între două puncte raportate la distanța (măsurată pe direcția de curgere) dintre ele. În acvifere regimul de curgere este în general laminar. Viteza de curgere este definită ca raportul dintre debit şi secțiunea transversală de curgere, dacă regimul de curgere este şi permanent. *Debitul* reprezintă volumul de apă scurs în unitatea de timp. Cunoaşterea vitezei şi a debitului apelor subterane are numeroase aplicații în diferite domenii tehnice. Astfel, dacă se cere să se asigure din surse subterane un anumit debit, va trebui să se cunoască debitul surselor subterane pentru a constata dacă problema admite soluții. De asemenea trebuie să se cunoască şi viteza de curgere pentru a putea calcula timpul de refacere a debitului extras. Permeabilitatea reprezintă, cum s-a mai arătat, un factor important în asigurarea posibilității de infiltrare. Ea determină chiar viteza apei şi deci debitul posibil ce se poate scurge printr-un strat acvifer [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

4.1.5. TIPURI DE CURENȚI ACVIFERI

Curenții acviferi cu nivel liber, cât şi cei sub presiune pot avea *mişcări staționare* (*permanente*) uniforme sau neuniforme (gradual variate sau oarecare) şi *mişcări nestaționare* (*nepermanente*) şi neuniforme. Curgerea poate fi considerată staționară atunci când condițiile de margine ale acviferului (condițiile de alimentare şi descărcare) sunt constante cel puțin pentru o perioadă de timp. Pentru această perioadă debitul acviferului

este constant ($\partial Q / \partial t = 0$). În cazul mişcărilor nestaţionare debitul acviferului este variabil în timp ($\partial Q / \partial t \neq 0$).

În funcţie de condiţiile de alimentare (sau descărcare) pe verticală – din infiltrare de la suprafaţa terenului sau prin drenanţă din (sau spre) acviferele vecine, mişcarea staţionară sau nestaţionară, în acviferele cu nivel liber sau sub presiune, este considerată *conservativă* sau *neconservativă*.

La acviferele cu mişcare staţionară şi uniformă liniile de curent sunt rectilinii şi paralele, viteza şi secţiunea de curgere rămânând constante.

În cazul mişcărilor neuniforme suprafaţa de depresiune (sau piezometrică) este curbă (figura 4.3 şi figura 4.4); gradientul hidraulic este diferit de panta medie a patului impermeabil ($I \neq i$) şi, ca urmare, secţiunea de curgere este variabilă ($\frac{\partial \Omega}{\partial x} \neq 0$). În majoritatea situaţiilor, prin schematizare atentă, curenţii acviferi naturali pot fi consideraţi cu mişcare neuniformă gradual variată. Mişcarea neuniformă oarecare este asociată acviferelor cu mare neuniformitate litologică pe verticală sau cu importante schimbări de facies pe orizontală.

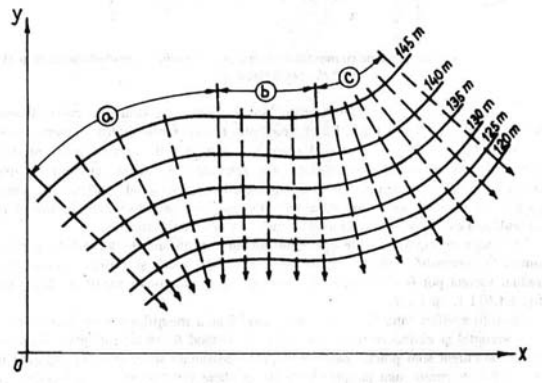


Figura 4.5 Exprimarea morfologiei suprafeţelor piezometrice cu ajutorul hărţilor cu hidroizopieze: a, c, curenţi radiali; b, curenţi plan verticali.

În funcţie de raportul dintre gradientul mediu al profilului de depresiune şi panta patului impermeabil, curenţii acviferi cu suprafaţă liberă şi mişcare neuniformă gradual variată pot fi *consecvenţi-descendenţi*, *consecvenţi-ascendenţi* şi *obsecvenţi*.

Curenţii acviferi naturali au – în marea majoritatea a situaţiilor – dezvoltare mare în plan orizontal şi extindere redusă pe verticală, putând fi consideraţi plan-orizontali (liniile de curent sunt practic paralele în plane orizontale succesive). În situaţiile în care liniile de curent sunt paralele între

ele în plane verticale succesive paralele cu direcţia principală de curgere, curenţii acviferi sunt consideraţi plan-verticali. Altfel spus, secţiunile hidrogeologice schematice prezentate în figurile 4.2 şi 4.3 rămân caracteristice în lungul axei ***y*** pentru tronsonul în care curgerea are caracter plan-vertical.

Spectrele hidrodinamice ale acviferelor naturale, exprimate (în planul ***xOy***) prin hărţi cu hidroizopieze, sunt de regulă o combinaţie de curenţi radiali şi curenţi plan-verticali (figura 4.5).

4.1.6.LEGEA ŞI EXPERIMENTUL LUI DARCY

Apa subterană se scurge dinspre nivele de energie ridicată spre nivele de energie mai scăzută, această energie fiind în mod esenţial rezultatul altitudinii şi al presiunii (ecuaţia lui Bernoulli). Energia cinetică, proporţională cu pătratul vitezei, este neglijabilă deoarece vitezele sunt foarte mici, mai ales în curgerea laminară. În timpul curgerii intervine o pierdere de energie, rezultată din frecarea de solidele mediului granular. Această pierdere de energie pe unitate de lungime a drumului parcurs (în lungul liniilor de curent), denumită *gradient hidraulic*, este direct proporţională cu viteza apei în curgere laminară. Ecuaţia care exprimă această proporţionalitate a gradientului hidraulic cu viteza de curgere este *legea lui Darcy*.

Fundamentarea ecuaţiilor care guvernează mişcarea unui fluid printr-un mediu permeabil are la bază legea stabilită de Darcy. Aceasta constituie baza fundamentală de calcul a cantităţilor de apă subterană, de debit al unei pânze, prin hidrodinamica subterană.

Cavalerul Henry Darcy, studiind fântânile oraşului Dijon, stabileşte în 1856 experimental că debitul de apă ce se scurge printr-un masiv de nisip se poate calcula astfel:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \qquad [m^3 \cdot s^{-1}] \qquad (4.15)$$

unde: ***A*** este aria secţiunii masivului de nisip (aria bazei unui cilindru) [m^2]; ***Δh,*** pierderea de sarcină a apei între vârf şi baza masivului de nisip [m]; ***K***, o constantă depinzând de mediul poros, numită coeficient de filtraţie [$m \cdot s^{-1}$]; ***L***, grosimea masivului nisipos [m].

Împărţind ambii membri ai ecuaţiei prin secţiunea ***A***, obţinem o viteză $U = \frac{Q}{A}$, care reprezintă viteza fictivă a fluidului la ieşirea din masivul

nisipos, ca şi cum toată secţiunea masivului ar fi supusă curgerii, numită *viteză de filtraţie*.

Dacă notăm cu $i = \frac{\Delta h}{L}$ pierderea de sarcină pe unitatea de lungime de mediu poros traversat, numită şi *gradient hidraulic*, obţinem cea mai simplă expresie a legii lui Darcy:

$$U = K \cdot i \qquad [m \cdot s^{-1}] \qquad (4.16)$$

A.EXPERIENŢA LUI DARCY

Pentru a pune în evidenţă legea de mişcare a unui lichid în mediul poros (subteran), Darcy a făcut un şir de experienţe pe terenuri diferite, adică variind parametrii ce pot influenţa scurgerea. Astfel el a constatat că scurgerea apelor subterane depinde de:
- panta hidraulică a scurgerii, ***i*;**
- coeficientul de filtraţie, ***K***, ce depinde la rândul său de caracteristicile mediului poros (granulometrie, porozitate, temperatură etc.).

Exprimarea matematică a acestei legi este dată de relaţia:

$$\mathbf{U = K \cdot i} \qquad [m \cdot s^{-1}] \qquad (4.17)$$

unde: ***U*** este viteza aparentă (fictivă) a apei subterane [$m \cdot s^{-1}$]; ***i*,** panta hidraulică a apei subterane [-]; ***K***, coeficient de filtraţie al rocii prin care s-a scurs apa subterană, ceea ce înseamnă că viteza aparentă variază liniar cu panta hidraulică [$m \cdot s^{-1}$].

În funcţie de mediul de scurgere mai intervine coeficientul de filtraţie care, după cum se observă, are dimensiunile unei viteze.

Pentru experienţă, Darcy s-a folosit de o instalaţie de tipul celei din figura 4.6 care se compune din două rezervoare legate între ele printr-un cilindru umplut cu material (sol) poros, de exemplu nisip [de Marsily G., 1986].

Separaţia între rezervoare şi cilindru se face prin site care trebuie să aibă dimensiunea ochiurilor mai mică decât cea mai mică granulă de nisip. De asemenea, marginile sitei se chituiesc bine pentru a nu se permite crearea de vine de apă, deci o circulaţie turbulentă a apei şi care ar putea eventual antrena particule de nisip. Printr-o conductă, rezervorul (**1**) este permanent alimentat astfel încât să se menţină acelaşi nivel hidrostatic în el, iar rezervorul (**2**) se leagă printr-o conductă la un vas etalonat. Atât pe conducta

de alimentare, cât şi pe conducta de evacuare se prevede câte un robinet. De asemenea, se mai prevăd două piezometre ce se montează în imediata vecinătate a celor două rezervoare. Distanța dintre bazele celor două rezervoare se notează cu ***L***, iar aria secțiunii cilindrului umplut cu sol este $A = \pi d^2/4$ (***d*** – diametrul secțiunii aparente transversale de scurgere) [m^2].

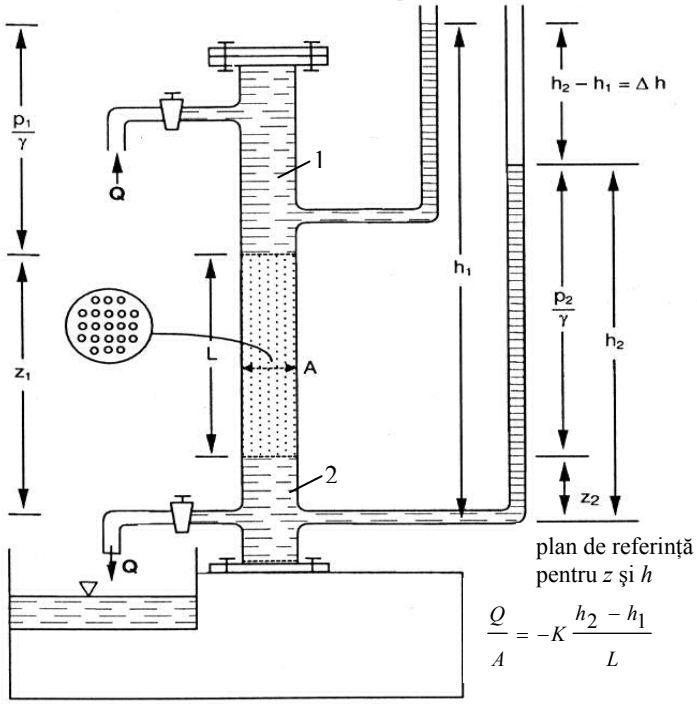


Figura 4.6 Experiența lui Darcy

Cu acest echipament, experiența se realizează astfel: deschidem vana de alimentare şi evacuare şi se observă cum decurge scurgerea. După uniformizarea scurgerii, deci când mişcarea devine *permanentă* şi *uniformă*, se asigură un nivel constant în rezervorul ***1***. După uniformizarea mişcării se observă că între cele două rezervoare se creează o denivelare piezometrică Δh.

Cunoscând acest element şi considerând drept plan de referință planul ce este paralel cu suportul rezervoarelor (figura 4.6), Darcy determină panta aparentă de scurgere prin mediul poros (panta hidraulică), pentru regimul de curgere laminar:

$$i = \frac{\Delta h}{L} \qquad [-] \qquad (4.18)$$

Debitul ce s-a scurs într-un timp cunoscut ***t,*** se determină pe baza volumului de apă scurs ***V,*** în vasul etalonat:

$$Q = \frac{V}{t} \qquad [m^3 \cdot s^{-1}] \qquad (4.19)$$

Rezultă că viteza aparentă de scurgere este:

$$U = \frac{Q}{A} \qquad [m \cdot s^{-1}] \qquad (4.20)$$

Coeficientul de filtrație (conductivitatea hidraulică) se determină din legea experimentală a lui Darcy:

$$K = \frac{U}{i} \qquad [m \cdot s^{-1}] \qquad (4.21)$$

Dacă experiența se repetă, variind diferența de nivel Δh, vom constata că valoarea lui K rămâne constantă pentru acelaşi mediu poros, indiferent de diferența de nivel şi variabilă, dacă schimbăm mediul poros.

Vom defini curgerea în mediul poros printr-un vector, *fluxul de curgere*, care este debitul specific $q=Q/A$ [$m \cdot s^{-1}$] sau viteza medie Darcy $\vec{U}$. Această mărime reprezintă media globală a fluxurilor microscopice într-un volum de sol suficient de mare în comparație cu dimensiunile porilor şi cu eterogenitățile microscopice. Debitul specific, q (debit pe unitatea de suprafață sau flux), reprezintă volumul de apă scurs prin unitatea de timp. Acest flux are dimensiunile unei viteze (este viteza fictivă pe care ar avea-o apa dacă ar traversa toată suprafața A a solului).

Viteza medie reală, microscopică, în pori va fi: $\vec{u} = \frac{\vec{U}}{n_C} = \frac{\vec{q}}{n_C}$, n_C fiind porozitatea cinematică sau eficace.

Viteza lui Darcy se utilizează în calculul debitelor, în timp ce viteza reală prin pori este utilă în calculul timpilor de transfer.

4.1.7.VITEZA DE FILTRARE ŞI VITEZA REALĂ DE CURGERE

Pornindu-se de la observațiile rezultate din experiența lui Darcy, în hidraulica subterană *curentul real*, care circulă prin spațiile corespunzătoare porozității efective n_e ($\Omega_e = n_e \cdot \Omega$, suprafața efectivă a secțiunii de curgere), cu o viteză u, urmând un traseu sinuos prin spațiile intergranulare (figura 4.7) – este înlocuit cu un *curent fictiv*, *de filtrare*, cu debit identic cu

cel real ***Q***, care ocupă întreaga secțiune de curgere (***Ω*** este suprafața totală a secțiunii de curgere), incluzând golurile intergranulare şi scheletul mineral, liniile de curent fiind perfect rectilinii.

Deoarece traiectoria reală a liniilor de curent – şi viteza reală sunt greu de determinat, în practica inginerească se determină experimental o *viteză fictivă* ***U*** corespunzătoare unui traseu rectiliniu între punctele de măsurare (viteza lui Darcy).

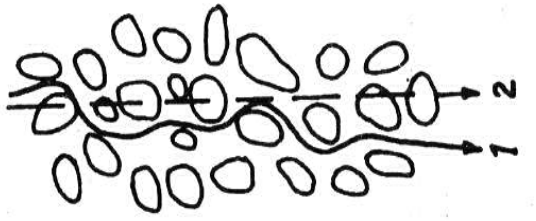


Figura 4.7 Liniile de curent corespunzătoare vitezelor reale (1) şi fictive (2) de curgere

Debitul acviferului poate fi exprimat prin:

$$Q = U \cdot \Omega = u \cdot \Omega_e = u \cdot n_e \cdot \Omega \qquad (4.22)$$

rezultând că:

$$U = u \cdot n_e \qquad \text{şi} \qquad U < u \qquad (4.23)$$

Considerând gradientul hidraulic i=1%, conductivitatea hidraulică K=1÷300 m/zi şi porozitatea efectivă n_e=10÷30%, se ajunge la concluzia că $v_e \approx$0,1÷10 m/zi. Având în vedere că în marea majoritate a cazurilor i<1% şi K=1÷100 m/zi, rezultă că viteza efectiv măsurabilă a frontului de apă este, de regulă, mai mică de 1 m/zi [Zamfirescu, F., 1997].

4.1.8. LIMITELE DE VALABILITATE ALE LEGII LUI DARCY

Legea lui Darcy, stabilită inițial pentru nisipuri, a fost extinsă ulterior şi la alte depozite permeabile ca pietrişuri, bolovănişuri şi anrocamente, depozite argiloase-prăfoase, roci fisurate etc. Experiența acumulată în practica inginerească conduce la concluzia că aplicarea ecuațiilor deduse folosind legea lineară de filtrare a lui Darcy trebuie făcută cu precauție deoarece, în cazul depozitelor argiloase, filtrarea are loc numai după depăşirea unei anumite valori a gradientului hidraulic (gradient

intiţial), iar la rocile cu permeabilitate mare (pietrişuri, bolovănişuri, anrocamente, masive puternic fisurate sau carstifiate) pierderea de sarcină hidraulică poate fi proporţională cu pătratul vitezei, regimul de curgere fiind turbulent.

Legea lui Darcy este valabilă numai pentru regimurile de curgere laminară, care au loc, de obicei, în nisipurile fine, silţuri şi argile.

În nisipurile grosiere şi pietrişuri, vitezele cresc şi regimnul devine turbulent. În acest caz relaţia dintre flux şi gradientul sarcinii nu mai este liniară, ci de forma:

$$grad\ H = \alpha \cdot U + \beta \cdot U^2 \qquad (4.24)$$

unde: $\boldsymbol{\alpha \cdot U}$ reprezintă pierderile de sarcină datorate frecării vâscoase la pereţii matricei solide, iar $\boldsymbol{\beta \cdot U^2}$ – pierderile datorate inerţiei fluidului (disipaţii de energie cinematică în pori – asemănătoare celor care apar la îngustarea unui tub).

Se defineşte un *număr Reynolds* al mediului poros, adimensional:

$$\mathrm{Re} = \frac{U\sqrt{k\rho}}{\eta} \approx \frac{Ud\rho}{\eta} = \frac{Ud}{\nu} \qquad (4.25)$$

unde: $\boldsymbol{U}$ este viteza de filtrare [$m \cdot s^{-1}$]; $\boldsymbol{k}$, permeabilitatea intrinsecă [m^2]; $\boldsymbol{\rho}$, densitatea fluidului [$kg \cdot m^{-3}$]; η, vâscozitatea dinamică a fluidului [$kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]; $\boldsymbol{\nu}$, vâscozitatea dinamică a fluidului [$m^2 \cdot s^{-1}$]; **d**, diametrul mediu al particulelor sau diametrul eficace d_{10} [mm].

În practică se admite că legea lui Darcy este valabilă pentru valori ale numărului lui Reynolds mai mici decât o limită cuprinsă între 1 şi 10. În acest caz curgerea este pur laminară în interiorul porilor. Între 10 şi 100 începe un regim de tranziţie în care forţele de inerţie nu mai sunt neglijabile şi unde legea lui Darcy nu se mai aplică. Pentru valori ale numărului lui Reynolds mai mari decât 100, regimul devine *turbulent*, iar relaţia lui Darcy trebuie înlocuită cu o relaţie adecvată.

În practică curgerea rămâne laminară în majoritatea cazurilor de curgere în medii poroase, excepţie făcând regimul carstic şi zona din imediata apropiere a lucrărilor de captare.

Pentru mediul poros subteran, diferiţi cercetători au stabilit zona de producere a regimului laminar în funcţie de numărul lui Reynolds. Se dau câteva dintre aceste formule experimentale, astfel:

- după Pavlovski: $$\mathrm{Re} = \frac{1}{0{,}75n + 0{,}23} \frac{u \cdot d}{\nu} \le 8 \qquad (4.26)$$

- după cercetătorii Univ. Columbia: $\mathrm{Re} = \frac{u \cdot d}{\nu \cdot \sqrt[3]{n}} \leq 6$ (4.27)

- după cercetătorii Mint şi Schubert: $\mathrm{Re} = \frac{u \cdot d}{6\nu\alpha(1-n)} \leq 2$ (4.28)

unde: ***u,*** este viteza de filtraţie [$m \cdot s^{-1}$]; ***d,*** diametrul eficace al particulei solide [mm]; ***n,*** coeficientul de porozitate; ν, coeficientul cinematic de viscozitate; α, coeficient de formă, α=1,3... 1,4.

În regimul tranzitoriu, adică de trecere de la scurgerea laminară la regimul de scurgere turbulent (când $8 \leq Re \leq 60$), pierderea de sarcină Δh se determină cu relaţia:

$$i = c_1 u + c_2 u^2 \tag{4.29}$$

unde: ***i,*** panta hidraulică; c_1 şi c_2, coeficienţi dimensionali ce afectează panta, primul în cazul scurgerii laminare şi al doilea în cazul mişcării turbulente; ***u***, viteza de scurgere.

Dacă $Re>60$, mişcarea apei subterane este în regim turbulent. Elementele hidraulice se determină în acest caz corespunzător legilor mişcării turbulente cunoscute din hidraulică.

Sichardt recomandă o valoare limită pentru gradientul hidraulic (până la care este valabilă legea lui Darcy):

$$i = \frac{1}{15\sqrt{K}} \tag{4.30}$$

unde ***K*** este conductivitatea hidraulică.

Limita inferioară de valabilitate variază mult cu tipul de argilă. Astfel, când vitezele sunt foarte mici, ele nu mai sunt proporţionale cu grandientul sarcinii. Forţele de adsorbţie sunt predominante şi legea lui Darcy nu mai este valabilă.

4.1.9.GENERALIZĂRI ALE LEGII LUI DARCY

Legea lui Darcy reprezintă legea de mişcare a apei subterane în medii poroase saturate, regim permanent. Vom rescrie vectorial ecuaţia algebrică:

$$U = -K \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \tag{4.31}$$

Semnul „–„ din ecuația lui Darcy semnifică faptul că viteza este orientată în sensul sarcinilor descrescătoare.

Pentru a se putea construi cu ajutorul acestei legi o teorie a scurgerii apei prin medii poroase, este necesar să o transcriem sub formă diferențială. Viteza de filtrare devine o mărime locală funcție de punct, iar în formularea prezentată anterior a legii lui Darcy apare gradientul de presiune pe direcția de curgere [Drobot R., Giurma C.R., 2003]:

$$U = -K \cdot \frac{dh}{dl} \tag{4.32}$$

A.CONDUCTIVITATEA HIDRAULICĂ ŞI PERMEABILITATEA INTRINSECĂ

Conductivitatea hidraulică la saturație ***K*** (numită şi permeabilitatea hidrogeologilor) caracterizează posibilitatea solului de a lăsa să circule apa prin el [de Marsily G., 1994].

$$K = -\frac{q}{\frac{dh}{dl}} \tag{4.33}$$

Conductivitatea hidraulică este influențată atât de proprietățile mediului poros, cât şi de cele ale fluidului. Un sol grosier (pietriş, nisip) lasă să circule apa mai uşor decât un sol argilos. Circulația apei va fi influențată de structura solului şi de distribuția porilor. Astfel, influența mediului poros se defineşte printr-o mărime numită *coeficient de permeabilitate intrinsec* notat prin ***k*** [m^2], reprezentând capacitatea unui mediu poros de a lăsa să circule un fluid oarecare. Ea este definită la scară macroscopică.

Dacă considerăm că adevăratele cauze ale deplasării unui fluid într-un mediu poros sunt gradienții de presiune şi forțele exterioare (gravitaționale în cazul de față), ($h = z + \frac{p}{\rho g}$), legea lui Darcy se poate exprima sub forma generală astfel:

$$\vec{U} = -\frac{k}{\eta}(\overrightarrow{grad}\, p + \rho g \overrightarrow{grad} z) \tag{4.34}$$

unde: $\vec{U} = \vec{q}$ este o mărime macroscopică, iar **η, ρ, p** sunt valori medii; ***k***, coeficient de permeabilitate intrinsec; ***η***, vâscozitatea dinamică a fluidului.

Se admite această generalizare pentru curgeri permanente şi nepermanente ale fluidelor compresibile.

Coeficientul de permeabilitate intrinsec, ***k***, se referă la mediul poros independent de caracteristicile fluidului şi nu e definită decât la scară macroscopică. Dimensiunea sa este a unei suprafețe.

$$[k] = \frac{[L^3T^{-1}][ML^{-1}T^{-1}]}{[L^2][ML^{-2}T^{-2}]} = [L^2] \qquad (4.35)$$

Coeficientul de permeabilitate intrinsec are importanță în cazul în care apele sunt situate la mare adâncime, iar temperatura şi salinitatea ridicată influențează coeficientul de permeabilitate. Valorile coeficientului de permeabilitate sunt determinate la 20°C, făcând corecții de temperatură. În condițiile apelor subterane obişnuite, variațiile de vâscozitate datorată temperaturii şi variațiile de greutate specifică sunt neînsemnate şi deci cei doi coeficienți de permeabilitate sunt asimilați.

Ca unitate de permeabilitate în studiul apelor subterane obişnuite se foloseşte cm/s. Pentru coeficientul de permeabilitate intrinsec se folosesc unitățile: DARCE=10^{-12} m^2, DARCY=$0{,}987\cdot10^{-12}$ m^2 sau MILIDARCY= 10^{-3} DARCY, DARCY-ul (D) fiind permeabilitatea unui mediu care sub diferența de presiune de 1 atm (760 mm Hg) pe 1 cm, lasă să curgă printr-o suprafață de 1 cm^2 un debit de 1 cm^3/s, pentru un fluid cu vâscozitatea dinamică de 1 centipoise (=10^{-3} Pa·s) [de Marsily, G., 1994].

Pentru determinarea coeficientului de permeabilitate se pot folosi metode *directe* (de laborator, de teren) şi metode *indirecte* (de calcul).

Pentru a stabili relația între permeabilitatea intrinsecă ***k*** şi conductivitatea hidraulică ***K*** trebuie exprimat debitul în funcție de sarcina hidraulică: $\frac{\Delta h}{\Delta l} = -grad\, h$.

Presupunând *fluidul incompresibil* (ρ=const.), putem scrie o altă formă generală a legii lui Darcy:

$$\vec{U} = -\frac{k}{\eta} grad(p + \rho g z) \qquad (4.36)$$

Sarcina hidraulică fiind $h = \frac{p}{\rho g} + z$ şi scoțând ρg în factor de sub gradient, relația anterioară devine:

$$\vec{U} = -\frac{k\rho g}{\eta} grad\, h \qquad (4.37)$$

Comparând relația $U = K \cdot i$ cu relația de mai sus, deducem relația dintre permeabilitatea intrinsecă ***k*** şi conductivitatea hidraulică ***K***:

$$K = \frac{k\rho g}{\eta} \qquad (4.38)$$

Cele două forme ale legii lui Darcy

$$\vec{U} = -\frac{k}{\eta}(\overrightarrow{grad}\, p + \rho g\, \overrightarrow{grad} z) = -K\overrightarrow{grad} h \qquad (4.39)$$

sunt echivalente dacă definim sarcina hidraulică astfel: $h = z + \int_0^p \frac{dp}{\rho g}$

Conductivitatea hidraulică ia valori cuprinse între 10^{-9} şi 10^{-2} m·s^{-1}.

Experiența lui Darcy s-a realizat observând o curgere *unidirecțională*:

$$U = K \cdot i \qquad (4.40)$$

În cazul scurgerii tridimensionale pentru *mediile poroase omogene* şi *izotrope*, legea lui Darcy se poate scrie sub forma:

$$\begin{cases} U_x = -K\dfrac{\partial h}{\partial x} \\ U_y = -K\dfrac{\partial h}{\partial y} \\ U_z = -K\dfrac{\partial h}{\partial z} \end{cases} \quad \text{sau} \quad \overline{U} = -K \cdot \overline{grad h} \qquad (4.41)$$

unde:

$$\overline{grad\, h} = \nabla \mathrm{h} = \left(\frac{\partial}{\partial x}\bar{i} + \frac{\partial}{\partial y}\bar{j} + \frac{\partial}{\partial z}\bar{k}\right)h = \frac{\partial h}{\partial x}\bar{i} + \frac{\partial h}{\partial y}\bar{j} + \frac{\partial h}{\partial z}\bar{k} \qquad (4.42)$$

Această lege arată că mişcarea se face în direcția forței motrice reprezentată de gradientul hidraulic, fluxul ***q*** fiind un vector perpendicular pe liniile echipotențiale (***h***=constant).

Generalizarea tridimensională a legii lui Darcy s-a realizat admițând implicit că permeabilitatea intrinsecă, ***k*,** respectiv conductivitatea hidraulică, ***K***, sunt proprietăți izotrope ale mediului poros, independente de direcția spațiului.

Se ştie însă, a priori, că în realitate nu se întâmplă astfel. De exemplu, straturile sedimentare nisipoase sau argiloase au, datorită stratificării lor, o permeabilitate orizontală mult superioară celei verticale. La fel se întâmplă şi în cazul mediilor aluviale, formate în general din straturi sau lentile alternative de nisipuri şi pietrişuri şi de scurte pasaje argiloase. Pentru aceste medii, direcția gradientului de sarcină şi cel al vitezei de curgere nu se mai confundă: curgerea va avea tendința de a urma direcțiile cu cele mai mari permeabilități.

Pentru *mediile poroase neomogene* şi *anizotrope*, coeficientul de conductivitate hidraulică variază atât în funcție de poziția punctului, cât şi de direcția curgerii (figura 4.8).

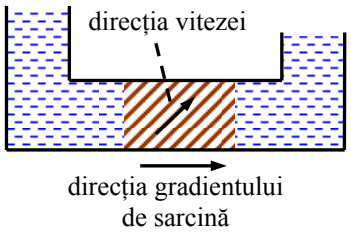


Figura 4.8 Direcția vitezei şi direcția gradientului de sarcină

Putem astfel considera permeabilitatea drept o proprietate tensorială, ca o traducerea simplă, matematică a acestei observații.

Definim un tensor de permeabilitate $\overline{\overline{k}}$, sau $\overline{\overline{K}}$ $\left(\overline{\overline{K}} = \frac{\rho g}{\eta}\overline{\overline{k}}\right)$, pe care-l vom admite ca un tensor de ordin 2 şi simetric (***K*** este o matrice de nouă coeficienți, simetrică în raport cu diagonala).

Un tensor de ordinul 2 se defineşte prin regula de transformare a componentelor tensorului în urma unei rotații a reperului de coordonate cartezian: dacă într-un reper (x_1, x_2, x_3) componentele tensorului sunt K_{ij}, componentele K'_{ij} într-un reper (x'_1, x'_2, x'_3) devin: $K'_{ij} = \sum_l \sum_m \cos\alpha_{li} \cos\alpha_{mj} K_{lm}$, unde α_{li} este unghiul dintre axa Ox_l cu axa Ox'_i. Astfel se transformă componentele tensorului de permeabilitate, plecând de la un raționament asupra fluxului.

Se poate arăta macroscopic că simetria acestui tensor este o condiție suficientă, cel puțin pentru justificarea observațiilor. Într-un mediu stratificat, este într-adevăr evident că direcțiile paralele şi perpendiculare cu stratificarea sunt direcții privilegiate de scurgere, pentru care gradientul de sarcină şi viteza de curgere se confundă din nou. Altfel spus, componentele tensorului se reduc la componenta diagonală. Ori se ştie că o matrice simetrică este o condiție suficientă pentru ca valorile sale să fie distincte şi direcțiile proprii ortogonale. Dar pentru a arăta că această condiție este necesară, trebuie să facem apel la primul şi al doilea principiu al termodinamicii.

$$\overline{\overline{K}} = \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{pmatrix} \quad \text{cu} \quad K_{xy} = K_{yx};\ K_{xz} = K_{zx};\ K_{yz} = K_{zy} \qquad (4.43)$$

Forma generală a legii lui Darcy este:

$$\vec{U} = -\overline{\overline{K}}\,\overrightarrow{grad\,h} \quad \text{sau} \quad \vec{U} = -\frac{\overline{\overline{k}}}{\eta}\left(\overrightarrow{grad\,p} + \rho g\,\overrightarrow{grad\,z}\right) \qquad (4.44)$$

Explicitând ultima relație, obținem cea mai generală formă a vitezei ***U***, de componente:

$$\begin{cases} U_x = -\dfrac{k_{xx}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial x} - \dfrac{k_{xy}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial y} - \dfrac{k_{xz}}{\eta}\left(\dfrac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) \\ U_y = -\dfrac{k_{yx}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial x} - \dfrac{k_{yy}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial y} - \dfrac{k_{yz}}{\eta}\left(\dfrac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) \\ U_z = -\dfrac{k_{zx}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial x} - \dfrac{k_{zy}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial y} - \dfrac{k_{zz}}{\eta}\left(\dfrac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) \end{cases} \qquad (4.45)$$

Se constată că această scriere tensorială permite ca, pentru un gradient într-o direcție ***z*** dată, să producă componentele curgerii pe direcții perpendiculare ***y*** şi ***z,*** ceea ce este conform cu experiența lui Darcy. Relația anterioară a fost scrisă utilizând şase componente distincte, ținând cont de simetria tensorului.

Această scriere puțin greoaie poate fi simplificată cu ajutorul unui nou sistem ortogonal de coordonate ***X, Y, Z***, deduse printr-o rotație din cele

ale sistemului considerat inițial, astfel încât tensorul de permeabilitate să se reducă la componentele sale diagonale. Matematic ***X, Y, Z*** sunt direcțiile pentru care curgerea este efectiv paralelă cu gradientul de sarcină (în practică, o direcție ortogonală pe stratificare şi două direcții paralele cu aceasta şi perpendiculare între ele): aceste direcții se numesc *direcții principale de anizotropie ale mediului*. Cu aceste axe, tensorul $\overline{\overline{k}}$ se reduce la trei componente diagonale:

$$\overline{\overline{k}} = \begin{pmatrix} k_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & k_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & k_{zz} \end{pmatrix} \tag{4.46}$$

iar relațiile anterioare devin (dacă z este tot direcția verticală):

$$\begin{cases} U_x = -\dfrac{k_{xx}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial x} \\ U_y = -\dfrac{k_{yy}}{\eta}\dfrac{\partial p}{\partial y} \\ U_z = -\dfrac{k_{zz}}{\eta}\left(\dfrac{\partial p}{\partial z} + \rho g\right) \end{cases} \tag{4.47}$$

În practică distingem, în medii sedimentare cu stratificație mai mult sau mai puțin orizontală, două permeabilități: o permeabilitate verticală, k_{zz}, şi una orizontală $k_{xx}=k_{yy}$. Raportul de anizotropie $\dfrac{k_{xx}}{k_{zz}}$ este în general cuprins între 1 şi 100.

Afirmațiile anterioare se transpun şi pentru tensorul $\overline{\overline{K}}$, egal cu $\overline{\overline{k}}$ multiplicat cu un factor scalar fixat. Ne vom referi în continuare întotdeauna la un sistem de axe paralele cu direcțiile principale ale tensorului de permeabilitate, **z** fiind verticala (altfel, termenul $\rho g \overrightarrow{grad\, z}$ în ar fi distribuit în cele trei ecuații în ***X, Y, Z,*** îngreunând exprimarea). Această dificultate dispare dacă fluidul este incompresibil, căci putem utiliza sarcina h.

Observăm că dacă anizotropia este uniformă (aceeaşi în orice punct al spațiului), putem considera mediul ca fiind izotrop prin anamorfoză asupra coordonatelor [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

B. TRANSMISIVITATEA *T*

Legea lui Darcy dă expresia debitului care se scurge în mişcare permanentă printr-o suprafață de filtrare ***A***, funcție de conductivitatea hidraulică ***K*** şi de panta hidraulică ***i***:

$$Q = K \cdot i \cdot A \tag{4.48}$$

Pentru o suprafață de filtrare de lungime ***L*** şi înălțime ***e***, egală cu grosimea stratului acvifer, vom avea:

$$Q = K \cdot e \cdot i \cdot L \tag{4.49}$$

Produsul ***K·e*** a fost denumit de Theis în 1938 transmisivitate (notată cu T [$m^2 \cdot s^{-1}$]) sau de E. Gelis transmisibilitate: ***T=K·e.*** Cu această noțiune, legea lui Darcy capătă forma:

$$Q = T \cdot i \cdot L \qquad [m^3 \cdot s^{-1}] \tag{4.50}$$

Debitul specific (debitul pe o suprafață unitară) se obține prin relația:

$$q = T \cdot i \qquad [m \cdot s^{-1}] \tag{4.51}$$

4.2. DINAMICA APELOR SUBTERANE. ECUAȚIA DE DIFUZIVITATE

4.2.1. CONSIDERENTE TEORETICE. TIPURI DE CURGERI

În fiecare moment, putem desena în fiecare punct al spațiului un vector reprezentând viteza în acel punct, în acel moment. Ansamblul acestor vectori este numit *câmp de viteze*. Curgerea unui fluid este deci caracterizată printr-un câmp de viteze, prin presiune şi prin anumite proprietăți ale acestui fluid, cum ar fi masa volumică şi vâscozitatea, aceasta din urmă având o importanță deosebită în studiul curgerilor [Giurma C.R., Popescu St., 2003].

A. CURGEREA LAMINARĂ ŞI CURGEREA TURBULENTĂ

Curgerea unui fluid poate fi *laminară* sau *turbulentă*. Într-o *curgere laminară*, fiecare particulă a fluidului se deplasează formând lame sau straturi între care nu există amestecuri. Dimpotrivă, în cazul curgerii turbulente, particulele se deplasează formând turbioane (vârtejuri) de mărimi diferite însoțite de un amestec intensiv de particule fluide. Viteza şi

presiunea într-un punct dat prezintă în acest caz fluctuații aleatorii în jurul unei valori medii.

B. CURGEREA UNIFORMĂ

Se spune despre curgere că este *uniformă* dacă accelerația convectivă este nulă; viteza nu depinde deci de poziția în spațiu. În consecință, într-o curgere uniformă, vectorii viteză sunt paraleli şi egali în orice punct.

C. CURGEREA PERMANENTĂ ŞI CURGEREA TRANZITORIE

Dacă într-un punct dat al mediului viteza de curgere rămâne constantă în orice moment (ca valoare şi ca direcție), adică accelerația est nulă, se spune despre curgere că este *permanentă*. Viteza nu depinde de timp dar poate varia de la un punct la altul al spațiului. Dacă sarcina hidraulică nu se schimbă în timp, curgerea naturală este în mod necesar în regim permanent. Dimpotrivă, acest echilibru poate fi întrerupt de către factori naturali sau artificiali, cum ar fi alimentarea prin infiltrare a precipitațiilor atmosferice, pierderile prin evaporație, sau pomparea din puțuri. Aceste condiții de non-echilibru induc atunci o curgere *tranzitorie*, în care viteza de curgere într-un punct dat îşi schimbă valoarea şi/sau direcția în timp.

De exemplu, dacă pompăm dintr-o pânză, curgerea naturală a acestei pânze este perturbată; curgerea către puț se schimbă în timp şi dezvoltă condiții de curgere tranzitorie. Dacă se pompează continuu din puț, starea de echilibru poate fi atinsă şi curgerea permanentă se poate reinstala. În acest caz, starea permanentă reprezintă o condiție teoretică de ultimă instanță (la capătul unui timp finit) şi poate fi deci considerat ca un caz particular de curgere tranzitorie.

Curgerea tranzitorie poate fi laminară sau turbulentă, în funcție de vitezele de curgere şi caracteristicile mediului.

D. CURGEREA TRI-, BI- ŞI MONODIMENSIONALĂ

Curgerea care depinde în general de trei variabile spațiale ***x*, *y*** şi ***z*,** este în acest caz calificată drept curgere *tridimensională*. Există totuşi cazuri particulare în care variabilele sunt – sau pot fi – reduse la două; vorbim atunci de o curgere *bidimensională* sau *în plan*. Dacă toți parametrii curgerii depind de o singură variabilă, curgerea este de tip *monodimensional*.

E. CURGEREA CU POTENȚIAL DE VITEZĂ

Cea mai generală formă de mişcare a unei particule de fluid se compune dintr-o translație, în care componentele vitezei sunt U_x, U_y şi U_z, dintr-o rotație şi dintr-o deformare. Dacă rotația particulei este nulă, vorbim despre curgere *nerotațională*. În curgerile nerotaționale, vectorul viteză V poate fi exprimat cu ajutorul unei funcții $\varphi(x,y,z)$ [$m^2 \cdot s^{-1}$], numită *potențial de viteze*, astfel că $V=grad\ \varphi$, componentele sale fiind:

$$U_x = \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \quad U_y = \frac{\partial \varphi}{\partial y}, \quad U_z = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \tag{4.52}$$

Considerăm cazul bidimensional. Dacă există o funcție $\psi(x,y)$, astfel încât să putem avea în fiecare punct al planului $U_x = \frac{\partial \psi}{\partial y}$ şi $U_y = -\frac{\partial \psi}{\partial x}$, atunci:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = -\frac{\partial \varphi}{\partial y} \text{ şi } \frac{\partial \psi}{\partial y} = \frac{\partial \varphi}{\partial x} \tag{4.53}$$

Aceste relații sunt *ecuațiile Cauchy-Riemann*. Plecând de la aceste două ecuații diferențiale putem determina ψ dacă se cunoaşte φ. Ecuația de curgere a liniilor de curent $\frac{dx}{U_x} = \frac{dy}{U_y}$ devine atunci:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} dx + \frac{\partial \psi}{\partial y} dy = 0 \tag{4.54}$$

Funcția ψ se numeşte *funcție de curent*. Ecuația precendentă arată că ψ este constantă de- a lungul liniilor de curent. Funcția de curent poate deci fi utilizată pentru a calcula debitul cuprins între două linii de curent. Acest debit rămâne constant între cele două linii deoarece nici o curgere nu poate trece de aceste linii de curent, orice curgere fiind în mod necesar subparalelă cu fiecare dintre aceste linii.

4.2.2.MIŞCAREA UNUI FLUID

Două metode sunt luate în considerare în studiul mişcării unui fluid: *metoda Lagrange* şi *metoda Euler* [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

Metoda Lagrange constă în a urmări o particulă într-o mişcare. Poziția acestei particole, trecând de la punctul $P_{t0}(x_0, y_0, z_0)$ în punctul

$\mathbf{P_t(x, y, z)}$ în timp, este definită plecând de la variabilele independente $\boldsymbol{x_0, y_0, z_0}$ şi ***t.*** Poziţiile succesive ale acestei particule de fluid în cursul timpului descriu o *traiectorie*. Componentele $\boldsymbol{U_x, U_z, U_z}$ ale vitezelor şi acceleraţiile $\boldsymbol{a_x, a_y, a_z}$ corespunzătoare sunt determinate prin relaţiile următoare:

$$U_x = \frac{\partial x}{\partial t},\ U_y = \frac{\partial y}{\partial t},\ U_z = \frac{\partial z}{\partial t} \tag{4.55}$$

$$a_x = \frac{\partial U_x}{\partial t} = \frac{\partial^2 x}{\partial t^2},\ a_y = \frac{\partial U_y}{\partial t} = \frac{\partial^2 y}{\partial t^2},\ a_z = \frac{\partial U_z}{\partial t} = \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} \tag{4.56}$$

Metoda lui Euler costă în a determina, în funcţie de timp, viteza $\boldsymbol{U(x,y,z)}$ a particulelor de fluid care trec succesiv printr-un punct $\mathbf{M(x,y,z)}$ situat în interiorul unei mase de fluid în mişcare. Variaţia totală de viteză, după direcţia ***x*** de exemplu, este dată de:

$$dU_x = \frac{\partial U_x}{\partial t}dt + \frac{\partial U_x}{\partial x}dx + \frac{\partial U_x}{\partial y}dy + \frac{\partial U_x}{\partial z}dz \tag{4.57}$$

cu $\boldsymbol{dx = U_x\, dt,\ dy = U_y\, dt,\ dz = U_z\, dt}$. Acceleraţia după direcţia ***x*** devine:

$$\frac{dU_x}{dt} = \frac{\partial U_x}{\partial t} + U_x\frac{\partial U_x}{\partial x} + U_y\frac{\partial U_x}{\partial y} + U_z\frac{\partial U_x}{\partial z} \tag{5.58}$$

Acceleraţia totală este deci suma unei acceleraţii locale cu o acceleraţie convectivă.

4.2.3. ECUAŢIILE DE BAZA ALE CURGERII

A. ECUAŢIA DE CONTINUITATE (CONSERVAREA MASEI)

Pentru stabilirea ecuaţiilor mişcării unui fluid, trebuie determinată relaţia ce există între diferitele forţe care acţionează asupra unui volum de fluid. În general, ne ocupăm de efectul forţelor dominante, de gravitaţie şi vâscozitate şi/sau elasticitate, care nu sunt întotdeauna simultane. Celelalte forţe au efecte neglijabile sau compensatoare [Giurma C.R., 1999; Drobot R., Giurma C.R., 2003].

Aplicând principiile generale ale mecanicii şi termodinamicii pentru un volum de fluid, obţinem trei legi principale de conservare care permit descrierea mişcărilor unui fluid:

- 1° *legea conservării masei* (principiul de continuitate) – ecuația de continuitate;
- 2° *legea conservării energiei* (primiul pricipiu al termodinamicii) – ecuația lui Bernoulli;
- 3° *legea conservării cantității de mişcare* (principiu fundamental al dinamicii) – ecuațiile Navier-Stokes (ecuațiile generale ale dinamicii fluidelor reale).

Ecuațiile Navier-Stokes, împreună cu ecuația de continuitate sunt cele patru ecuații simultane necesare în rezolvarea problemelor de mecanica fluidelor cu patru necunoscute, şi anume componentele $\boldsymbol{U_x}$, $\boldsymbol{U_y}$, $\boldsymbol{U_z}$ ale vitezei şi presiunea $\boldsymbol{p}$. Soluția acestui sistem de ecuații necesită cunoaşterea condițiilor de contur ale domeniului considerat.

Ecuația de continuitate, care este o ecuație fundamentală a mecanicii fluidelor, exprimă *pricipiul conservării masei*. Ea stipulează că *într-un volum închis fixat, variația masei de fluid în cursul unui anumit interval de timp este egal cu suma algebrică a fluxurilor masice traversând suprafața închisă ce delimitează volumul considerat*.

Considerăm un volum elementar (paralelipipedul [$\boldsymbol{dx\ dy\ dz}$]) în care circulă un fluid de vector viteză $\vec{U} = \left(U_x, U_y, U_z\right)$ în cele trei direcții **O*x*, O*y*, O*z*** (figura 4.9).

Masa fluidă conținută în acest volum, care la timpul $\boldsymbol{t}$ este egală cu $\boldsymbol{\rho dxdydz}$, devine, după un anumit interval de timp $\boldsymbol{dt}$, egală cu:

$$\boldsymbol{\left(\rho + \frac{\partial \rho}{\partial t} dt\right) dxdydz} \qquad (4.59)$$

Există deci o variație de masă egală cu:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} dx\, dy\, dz\, dt \qquad (4.60)$$

Pe de altă parte, diferența, după axa $\boldsymbol{Ox}$, a maselor fluide intrând printr-o secțiune (***I***) şi ieşind prin secțiunea opusă (***O***) este:

$$(\rho U_x) dydzdt - \left[\rho U_x + \frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x} dx\right] dydzdt = -\left[\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}\right] dxdydzdt \qquad (4.61)$$

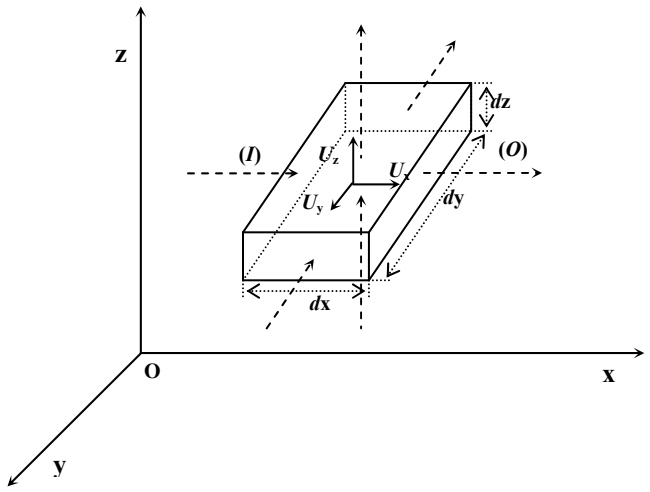


Figura 4.9 Schema de stabilire a ecuației de continuitate

Efectuând aceeaşi operație pentru celelalte direcții (***Oy***, respectiv ***Oz***), obținem o sumă algebrică de diferențe de mase fluide care intră în şi ies din paralelipiped:

$$-\left[\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho U_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho U_z)}{\partial z}\right]dxdydzdt \qquad (4.62)$$

Pentru a avea îndeplinită conservarea masei, trebuie ca suma variațiilor de debite masice să fie egală cu variația masei:

$$-\left[\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho U_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho U_z)}{\partial z}\right]dxdydzdt=\frac{\partial\rho}{\partial t}dx\,dy\,dz\,dt \qquad (4.63)$$

Obținem astfel *ecuația de continuitate* (în cazul *tridimensional*) pentru *regimul nepermanent* (*tranzitoriu*) de curgere a unui *fluid compresibil* (**$\rho\neq$const.**):

$$-\left[\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho U_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho U_z)}{\partial z}\right]=\frac{\partial\rho}{\partial t} \qquad (4.64)$$

Pentru *regimul* de curgere *permanent*, variația densității în timp este nulă şi deci ecuația de continuitate are următoarea formă:

$$\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho U_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho U_z)}{\partial z}=0 \qquad (4.65)$$

În cazul *curgerii permanente* a unui *fluid incompresibil* (izovolum), densitatea (ρ) este constantă, şi obţinem:

$$\frac{\partial U_x}{\partial x}+\frac{\partial U_y}{\partial y}+\frac{\partial U_z}{\partial z}=0 \qquad (4.66)$$

Dacă există, în interiorul paralelipipedului ***dxdydz***, o *sursă* sau un *puţ*, obţinem:

$$\frac{\partial U_x}{\partial x}+\frac{\partial U_y}{\partial y}+\frac{\partial U_z}{\partial z}=\pm q \qquad (4.67)$$

unde: q reprezintă debitul sursei ($q>0$) sau puţului ($q<0$) pe unitatea de volum.

B. ECUAŢIA DE DIFUZIVITATE (LAPLACE)

Propagarea din aproape în aproape a diferenţei de sarcină piezometrică, prin interacţiunea particulelor de apă hidrodinamic activă, este numită *difuzivitate hidraulică* prin medii poroase şi fisurate. Pentru descrierea matematică a difuzivităţii hidraulice, se consideră cazul general al acviferelor sub presiune cu mişcare nestaţionară, pentru care, în concordanţă cu observaţiile practice legate de comportarea acestora, trebuie să se ţină seama obligatoriu de compresibilitatea apei şi a mediului permeabil [Drobot R., Giurma C.R., 2003].

Legea de bază a curgerii apei subterane este *legea lui Darcy*. Combinând această lege cu *ecuaţia de continuitate*, obţinem o ecuaţie cu derivate parţiale pe care o numim *ecuaţia de difuzivitate* sau *ecuaţia lui Laplace*.

a) Curgerea în cazul pânzelor sub presiune

O *pânză sub presiune* este limitată în partea superioară şi la bază prin straturi impermeabile (tavan, respectiv pat impermeabil). În pânzele captive, presiunea apei este de obicei mai ridicată decât presiunea atmosferică, astfel încât că într-un puţ ce ajunge la o astfel de pânză, nivelul apei, realizând un echilibru cu presiunea atmosferică, se ridică deasupra

limitei superioare a pânzei şi uneori chiar deasupra suprafeței solului (puțuri arteziene).

Stabilirea ecuației generale care guvernează curgerea apei subterane urmează principiul hidraulicii generale. Variația, într-un anumit interval de timp ***dt*,** a masei unui volum finit de porozitate ***n*** se exprimă în felul următor:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho\frac{\partial n}{\partial t} + n\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (4.68)$$

Termenii dintre paranteze ai acestei ecuații sunt dependenți de presiunea ***p*** a porilor, de compresibilitatea $\boldsymbol{\beta}$ a fluidului (compresibilitatea apei, $\boldsymbol{\beta_p}$ [$kg^{-1}ms^2$], $\beta_p = -\frac{\partial V/V}{\partial p} = -\frac{1}{V}\frac{\partial V}{\partial p} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial p}$) şi de compresibilitatea $\boldsymbol{\alpha}$ (inversul modulului de elasticitate) a acviferului:

$$\alpha = \frac{\left(\frac{-\partial V_T}{V_T}\right)}{\partial \sigma} \qquad [m^2N^{-1} \text{ sau } Pa^{-1}] \qquad (4.69)$$

unde: $\boldsymbol{V_T}$ este volumul total al unei mase date de teren [m^3]; $\boldsymbol{\sigma}$, contracție efectivă [$kg \cdot m^{-1}s^{-2}$].

Variația porozității este în mod esențial datorată compresiei verticale, în timp ce compresia laterală a mediului este neglijabilă. Variația porozității în raport cu timpul (primul termen al membrului drept al ecuației (5.68) se poate deci scrie astfel:

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -(1-n)\alpha\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (4.70)$$

unde: ***p*** reprezintă contracția efectivă pe verticală [$kg \cdot m^{-1}s^{-2}$].

Introducând compresibilitatea apei, variația masei în timp (al doilea termen din membrul drept al ecuației) se poate scrie astfel:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \rho\beta\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (4.71)$$

Cu aceste relații obținem:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \left[\rho(1-n)\alpha + n\rho\beta\right]\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (4.72)$$

Judecând în aceeaşi manieră ca şi în cazul stabilirii ecuației de continuitate, ecuația de continuitate a curgerilor subterane se poate scrie astfel:

$$\frac{\partial(\rho U_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho U_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho U_z)}{\partial z}=\rho\left[(1-n)\alpha+n\beta\right]\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (4.73)$$

Aplicând legea lui Darcy:

$$U_x=-K\frac{\partial h}{\partial x},\quad U_y=-K\frac{\partial h}{\partial y},\quad U_z=-K\frac{\partial h}{\partial z} \qquad (4.74)$$

şi înlocuind $\frac{\partial p}{\partial t}$ prin $\rho g\frac{\partial h}{\partial t}$, ecuația precedentă devine după prelucrare:

$$\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\nabla^2 h \qquad (4.75)$$

Această ecuație este *ecuația generală Laplace* pentru *regimul tranzitoriu* (∇^2 fiind operatorul Laplace), în care S_s este coeficientul specific de înmagazinare, egal cu:

$$S_s=\rho g\left[(1-n)\alpha+n\beta\right] \qquad [L^{-1}] \qquad (4.76)$$

unde: $(1-n)\rho g\alpha$ este apa stocată eliberată ca urmare a decompresiei materiei intergranulare, pe unitatea de volum şi pe unitatea de pierdere de sarciniă hidraulică; $\rho g n\beta$, apa stocată eliberată ca urmare a expansiunii apei, pe unitatea de volum şi pe unitatea de pierdere de sarcină hidraulică.

Coeficientul de înmagazinare specific unui material acvifer, S_s [m^{-1}], reprezintă capacitatea sa de a elibera apă sub efectul unei pierderi de sarcină hidraulică. Este volumul de apă eliberat de un volum unitar de material pentru o bază unitară de sarcină hidraulică. Coeficientul de înmagazinare (total) al unui acvifer, S,[-] este produsul dintre coeficientul de înmagazinare specific materialului acviferului şi grosimea acviferului.

În cazul unei pânze captive de grosime *b*, ecuația Laplace devine:

$$\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\nabla^2 h \qquad (4.77)$$

unde: $S=S_s\cdot b$ este coeficientul de înmagazinare şi $T=K\cdot b$ transmisivitatea.

Ecuația anterioară se poate scrie în coordonate cilindrice (***r***, ***θ***, ***z***) astfel:

$$\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial h}{\partial r}\right)+\frac{1}{r}\frac{\partial^2 h}{\partial \theta^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \qquad (4.78)$$

În cazul *regimului permanent* ($\frac{\partial h}{\partial t}=0$), ecuația Laplace devine:

$$0=\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\nabla^2 h \qquad (4.79)$$

b) Curgerea în cazul pânzelor cu nivel liber

O *pânză cu nivel liber*, denumită formal *pânză cu suprafață liberă*, este limitată la bază printr-un un strat (pat) impermeabil şi în partea superioară printr-o suprafață liberă (adică prin propria sa limită cu zona nesaturată adiacentă). Nivelul apei într-un puț ce captează apa unei pânze cu nivel liber este la presiune atmosferică şi deci nu poate urca mai sus de suprafața liberă (prin definiție, de pânza cu suprafață liberă). Grosimea saturată a unei pânze cu nivel liber poate de asemenea varia în timp. În aceste condiții, transmisivitatea se modifică de asemenea.

Ecuația generală *de curgere tranzitorie* a pânzelor cu nivel liber (într-un *acvifer neomogen*), cunoscută sub numele de *ecuația lui Boussinesq* (1904), se scrie astfel în cazul bidimensional:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{K}{2}\frac{\partial(h^2)}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{K}{2}\frac{\partial(h^2)}{\partial y}\right]+N=S_p\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (4.80)$$

unde: ***h*** este sarcina hidraulică [m]; ***K***, conductivitatea hidraulică [$m\cdot s^{-1}$]; ***N***, infiltrația eficace ($N>0$) sau pierderea prin evapotranspirație ($N<0$) pe unitatea de suprafață [$m\cdot s^{-1}$]; $\boldsymbol{n_e}$, porozitatea eficace [-].

Ecuația anterioară se poate rescrie cu ajutorul operatorului nabla (***∇***) după cum urmează:

$$\nabla\frac{K}{2}\nabla h^2+N=S_p\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (4.81)$$

În cazul unui *acvifer omogen* (***K***=constant) şi *substrat impermeabil orizontal*, ecuația de curgere tranzitorie a pânzelor cu nivel liber se simplifică şi devine *ecuația lui Dupuit* (1863) sau a lui *Forcheimer* (1886):

$$\frac{K}{2}\left[\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2}+\frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2}\right]+N=\frac{K}{2}\nabla^2 h^2+N=S_p\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (4.82)$$

În cazul *regimului de curgere permanent* ($\frac{\partial h}{\partial t}=0$), termenul membrului doi al ecuațiilor anterioare se anulează, deci putem scrie:

- pentru acvifere omogene

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{K}{2}\frac{\partial(h^2)}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{K}{2}\frac{\partial(h^2)}{\partial y}\right]+N=\nabla\frac{K}{2}\nabla h^2+N=0 \qquad (4.83)$$

- pentru acvifere neomogene fiind generată de *ecuația lui Poisson* (în $\boldsymbol{h^2}$)

$$\frac{K}{2}\left[\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2}+\frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2}\right]+N=\frac{K}{2}\nabla^2 h^2+N=0 \qquad (4.84)$$

În absența infiltrației eficace sau a pierderilor prin evapotranspirație, ecuația lui Laplace pentru pânze cu nivel liber în regim permanent se scrie astfel:

$$\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2}+\frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2}=\nabla^2 h^2=0 \qquad (4.85)$$

Se remarcă faptul că ecuația lui Boussinesq este neliniară în variabila $\boldsymbol{h}$. Dimpotrivă, ecuația lui Dupuit-Forcheimer este liniară în $\boldsymbol{h^2}$ [Giurma C.R., 2000].

5. FIZICA ATMOSFERICĂ

5.1. ATMOSFERA

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Pământul este înconjurat din toate părțile de un ocean gazos denumit atmosferă, ce reprezintă sediul fenomenelor meteorologice care determină vremea şi clima pe Globul Pământesc.

Atmosfera s-a format prin acumularea gazelor emanate din procesele fizico-chimice ce au avut loc în stadiul de formare a Pământului, menținându-se în jurul acestuia sub acțiunea forței de gravitație. Se poate considera că nu există o limită superioară a atmosferei, ci o intrare treptată în spațiul interplanetar.

Masa totală a atmosferei este egală cu $52 \cdot 10^{14}$ tone şi este repartizată pe înălțime astfel: până la 10 km – 50 %, până la 15 km – 75 %, iar până la 20 km – 95 %.

După distribuția temperaturii aerului pe verticală, atmosfera poate fi împărțită în cinci straturi suprapuse şi anume: troposfera, stratosfera, mezosfera, termosfera şi exosfera. Trecerea de la un strat la altul nu este bruscă ci treptată, putându-se delimita straturi de tranziție cu proprietăți fizice şi meteorologice distincte; acestea sunt: tropopauza, stratopauza şi mezopauza.

a) **Troposfera** este primul strat al atmosferei situat în apropierea suprafeței Pământului. Grosimea acestui strat variază în funcție de latitudine. Astfel la ecuator atinge 17-18 km, la latitudini mijlocii până la 11 km, iar în regiunea polilor 8-10 km. Pentru fiecare 100 m ascensiune în troposferă, temperatura aerului scade în medie cu 0,6 ^{o}C. La limita superioară a troposferei, pentru latitudini mijlocii temperatura aerului înregistrează valori foarte mici (-50 ^{o}C sau chiar -60 ^{o}C).

În principiu, troposfera poate fi împărțită în următoarele substraturi:
- inferior (turbulent), care se întinde până la 1...2 km şi în care se simte foarte evident influența mecanică şi termică a suprafeței Pământului; în acest substrat se formează şi se dezvoltă norii inferiori;
- mijlociu, situat între 2 şi 6 km şi reprezintă sediul proceselor de bază ale transformării maselor de aer pe orizontală; aici se formează şi se dezvoltă norii mijlocii;

- superior, care se întinde de la 6 km până la limita inferioară a tropopauzei şi este sediul formării cristalelor de gheaţă şi a norilor superiori, aici înregistrându-se tot timpul temperaturi negative.

Tropopauza sau substratosfera, ca strat de tranziţie între troposferă şi stratosferă, are o grosime care variază de la câteva sute de metri până la 1 – 2 km. Aici se formează curenţi de aer de viteză foarte mare atingând câteva sute de km/h, orientaţi, în general, de la vest către est, numiţi curenţi fulger sau curenţi jet (jet streams).

b) **Stratosfera** este situată deasupra tropopauzei, începând deci de la înălţimea medie de 11 km şi se întinde până la 50 km. În stratosferă nu se formează sisteme noroase şi nu există fenomene de convecţie. În funcţie de distribuţia temperaturii şi ţinând seama de unele particularităţi fizice şi stratosfera poate fi împărţită în trei substraturi:

- inferior, care se întinde până la aproximativ 20 km şi are temperatura aerului de -55^{o}C, temperatură ce se menţine constantă pe toată grosimea lui, fapt pentru care se numeşte strat de izotermie;
- mijlociu (cald), care se caracterizează printr-o creştere a temperaturii aerului cu înălţimea, la început mai lentă până la 32 km, apoi mai rapidă până la 40 km; în partea superioară temperatura ajungând la o valoare apropiată de cea existentă la suprafaţa terestră;
- superior (rece), este substratul cu care se termină stratosfera şi se caracterizează printr-o scădere a temperaturii odată cu înălţimea, aceasta ajungând în apropierea stratopauzei la -50^{o}C.

c) **Mezosfera** este situată deasupra stratosferei. Pe toată grosimea de 85 km, temperatura rămâne constantă având valoarea de -95^{o}C; la limita superioară a mezosferei se află mezopauza.

d) **Termosfera** este stratul situat deasupra mezopauzei; aici temperatura aerului creşte cu înălţimea, creştere ce se manifestă până la înălţimea de 400 km în perioada Soarelui calm şi până la 500 km în perioada activităţilor solare intense (erupţii solare).

e) **Exosfera**, este situată la înălţimea de 500-600 km în atmosfera liberă; este constituită din ioni şi electroni şi se întinde pe verticală până la fuziunea cu gazul interplanetar [INMH, 2002].

B. COMPOZIŢIA AERULUI; CARACTERISTICI FIZICO-CHIMICE

Aerul atmosferic este un amestec de „aer curat” vapori de apă şi de anumite impurităţi. Aparent acest amestec se menţine constant (tabelul 5.1).

O principală caracteristică este dată de masa moleculară a aerului curat care poate fi determinată prin două metode:

- pornind de la datele analizei volumetrice, masa moleculară aparentă este 28,693 g/mol;
- pornind de la analiza gravimetrică, aceasta este 28,963 g/mol.

Tabelul 5.1 Compoziția „aerului curat”

Component	Fracțiune în volum	Fracțiune în greutate	Greutate moleculară
Azot	0,7809	0,7552	28,016
Oxigen	0,2095	0,2315	32,000
Argon	0,0093	0,0128	39,961
Bioxid de carbon, Neon, Hidrogen, Heliu, Kripton şi Ozon	0,0003	0,0001	44,000

În termosferă compoziția atmosferei suferă modificări importante. Sub acțiunea radiațiilor solare de lungimi de undă mici, are loc fenomenul de fotodisociere în urma căruia un număr mare de molecule ale unor gaze se separă formând atomi.

De asemenea, numărul moleculelor de O_2 scade. La o înălțime de 130 km, două treimi din numărul moleculelor de O_2 se separă în atomi datorită efectului radiațiilor solare. Pe de altă parte, moleculele şi atomii gazelor ce compun troposfera au tendința de a se separa unele de altele; moleculele de azot care sunt mai grele cedează locul atomilor de oxigen pe măsură ce înălțimea creşte; atomii de oxigen cedează progresiv locul atomilor de hidrogen ce sunt mult mai uşori, ei fiind singurii constituenți ai exosferei - ultimul strat al atmosferei, care trece treptat la spațiul interplanetar.

C. ATMOSFERA STANDARD

Atmosfera standard este o atmosferă de referință, adică o atmosferă convențională în care temperatura şi compoziția aerului au o distribuție pe verticală simplificată, dar destul de apropiată de cea reală. În prezent, există o singură atmosferă standard (troposferă – stratosferă – mezosferă) cu caracter internațional, atmosferă ce ține până la înălțimi de 90 km. Pentru înălțimi sub 20 km, în baza unui acord internațional încheiat în 1952, a fost adoptată atmosfera standard O.A.C.I. (Organizația Internațională a Aviației Civile).

Atmosfera standard internațională este de fapt o extindere a atmosferei standard O.A.C.I. pentru înălțimi mai mari de 20 km şi se defineşte convențional prin următoarele ipoteze:
- aerul este absolut uscat, cu o compoziție uniformă şi poate fi considerat ca un gaz perfect;
- atmosfera este formată din straturi suprapuse, în fiecare dintre ele temperatura fiind dependentă de înălțime;
- accelerația gravitațională g = 9,80665 m/s^2 este constantă;
- valorile temperaturii, presiunii şi densității aerului la nivelul mediu al mării, sunt:

$$t_0 = 15^o\,\mathrm{C}; \quad p_0 = 1013{,}25\ \mathrm{mb}; \quad \rho_0 = 1{,}225\ \mathrm{kg/m^3} \qquad (5.1)$$

- gradientul vertical de temperatură este de 6,5^{o}C pe un kilometru înălțime, pornind de la nivelul mării până la nivelul tropopauzei situat la 11 km.

Pentru întreaga grosime a atmosferei în care este valabilă atmosfera standard internațională, gradientul termic vertical are valorile ce sunt prezentate în tabelul 5.2.

Tabelul 5.2 Valorile gradientului termic vertical

Înălțimi (km)	0-11	11-20	20-32	32-47	47-52	52-61	61-79	79-90
Gradient vertical (^{o}C/km)	-6,5	0	+1,0	+2,8	0	-2,0	-4,0	0

În funcție de aceste date se calculează tabelele numerice uzuale folosite de echipajele aeronavelor.

5.2. ENERGIA RADIANTĂ

A. ENERGIA SOLARĂ

Soarele este o stea de tip spectral G2V şi face parte din a doua sau chiar a treia generație de stele din Galaxie. Cantitatea de energie primită în unitatea de timp de la Soare de o suprafață de 1 cm^2, normală pe direcția spre centrul astrului şi plasată la distanța medie Pământ – Soare, este denumită constantă solară. Din această energie, Pământul nu recepționează decât a doua miliarda parte, care formează baza resurselor terestre. Modelele actuale, determinate pe baza proporției elementelor chimice deduse spectroscopic conduc la concluzia că temperatura centrală în Soare este de

$15{,}7 \cdot 10^6$ °K, densitatea centrală este de $158 \cdot 10^3$ kg/m^3, presiunea este de ordinul a 10^{11} atm, energia solară este de aproximativ $3{,}8 \cdot 10^{20}$ MWh şi este produsă în special prin reacţiile termonucleare de fuziune.

Cunoştinţele noastre privind structura internă a Soarelui sunt deductive, bazându-se pe legi fizice cunoscute şi pe modele.

Presiunea şi temperatura din interiorul solar trebuie să fie presupuse ca având valori extrem de mari, spre a suporta masa Soarelui. În aceste condiţii „corpul solar" trebuie să fie gazos compus în cea mai mare parte din hidrogen şi heliu complet ionizaţi. Temperatura, presiunea şi densitatea cresc de la margine spre centrul Soarelui, unde energia este eliberată prin reacţii termonucleare de tip proton-proton:

$$H + H = D + e^+ + n^0 \text{ (1,44 Mev; } 14 \times 10^9 \text{ ani)} \qquad (5.2)$$

Cantităţile colosale de energie degajate de nucleul Soarelui sunt transportate prin zona raditivă către exterior de fotoni care prin emisie şi absorbţii repetate de milioane de ori, ajung la o zonă aproape de exterior unde energia nu se mai transportă prin radiaţie, ci prin convecţie. În felul acesta, ajungem la suprafaţa vizibilă, dar foarte strălucitoare a Soarelui denumită fotosferă care se găseşte în partea exterioară a zonei conductive, formând baza atmosferei solare. Fotosfera reprezintă un strat subţire (300-400 km) de gaz dar care este cel mai „adânc" din atmosfera Soarelui ce îl putem observa şi prin care se emană fluxul total de energie, cunoscut sub numele de luminozitate (***L***) a Soarelui. Fenomenele solare care apar în fotosferă sunt petele şi faculele.

Următorul strat către exterior, care nu se vede cu ochiul liber, numai în timpul eclipselor totale de soare apare ca un cerc roşiatic (datorită liniei H_d a hidrogenului) şi poartă numele de cromosferă. Ea este o pătură rarefiată de 12000-15000 km grosime, având temperatura de 4500 °K la bază şi 10^6 °K la o înălţime de 12000 km.

a) Legile radiaţiei solare

Deoarece radiaţia solară este de origine termică, ea se supune legilor radiaţiei corpului negru; acest lucru este evidenţiat experimental de analiza distribuţiei spectrale a acesteia. Legile fundamentale ale radiaţiei termice sunt: legea lui Stefan-Boltzman, legea lui Kirchhoff, legea deplasării (Wien) şi legea lui Plank. Cea mai reprezentativă este legea lui Stefan-Boltzman, care arată că orice corp negru emite o radiaţie şi că se poate calcula puterea

de emisie a acestuia în funcție de temperatura sa. Această lege se enunță astfel: puterea de emisie a corpului negru este direct proporțională cu puterea a patra a temperaturii sale absolute.

Analitic se poate scrie:

$$E = S \cdot \sigma \cdot T^4 \qquad (5.3)$$

unde: ***S*** este suprafața care emite; ***T*** , temperatura absolută;

$$\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}\ \mathrm{W/K^4m^2} \text{ (constanta Stefan-Boltzman)} \qquad (5.4)$$

b) Intensitatea radiațiilor. Constanta solară

Prin intensitatea radiației solare se înțelege cantitatea de căldură (în calorii) primită de unitatea de suprafață (1 cm^2) dispusă perpendicular pe direcția razelor solare, în timp de un minut.

Se poate calcula cu formula:

$$I_1 = I \cdot \sin\alpha \qquad (5.5)$$

unde: I_1, intensitatea radiației exprimată în calorii recepționată orizontal de o suprafață egală cu 1 cm^2 timp de 1 minut; ***I***, intensitatea radiației exprimată în calorii, recepționată perpendicular de aceeaşi suprafață şi în acelaşi timp; α, unghiul format între cele două suprafețe care determină şi distanța zenitală (***h***).

Intensitatea maximă se înregistrează la amiază când $\alpha = 90^o$.

La limita superioară a atmosferei intensitatea radiației solare este egală cu 1,94 cal/cm^2·min. Aceasta este intensitatea cu care radiația intră în atmosferă. Dacă atmosfera ar fi un mediu absolut pur şi transparent, la suprafața Pământului ar trebui să se înregistreze aceeaşi intensitate.

În Sistemul Internațional de unități, intensitatea radiației solare are valoarea $I_0 = 1353$ W/m^2 (constanta solară).

c) Radiația solară şi atmosfera

Soarele radiază aproximativ ca un corp negru, temperatura suprafeței sale fiind de ordinul a 6000 ^{o}K.

Radiația solară se situează într-o bandă de lungimi de undă (spectrul solar) cuprinse între 0,25 şi 0,5 μm. Aproximativ 8 % din radiațiile solare

corespund unor lungimi de undă mai mici de 0,4 μm (radiații ultraviolete), 41 % corespund unor lungimi de undă cuprinse între 0,4 şi 0,7 μm (domeniul vizibil), iar restul de 51 % corespund unor lungimi de undă mai mari de 0,7 μm (radiații infraroşii).

În condițiile unui cer senin radiația solară ce traversează atmosfera, slăbeşte în intensitate datorită a două cauze distincte: absorbția selectivă şi difuzia atmosferică. Ținând seama de aceste cauze se poate scrie:

$$R_d = c \cdot \cos\alpha - R_a - R_{dif} \qquad (5.6)$$

unde: R_d, radiația recepționată la sol; R_a, partea din radiația solară absorbită de atmosferă; R_{dif}, partea din radiația solară difuzată de atmosferă; ***c***, constanta solară.

Energia radiantă ce ajunge la suprafața Pământului direct de la Soare este radiația solară directă, ce depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului, de nebulozitate, de temperatura aerului etc.

Radiația solară rezultată din difuzia energiei radiante poartă numele în radiometrie de radiație difuză. Lumina difuză împreună cu radiația directă dă luminozitate zilei.

Radiația solară (cea directă şi cea difuză) ajungând la suprafața Pământului nu este absorbită în totalitate de aceasta. O parte din radiație se reflectă, iar altă parte se propagă în sol.

Albedoul „***A***" al unei suprafețe se defineşte prin raportul procentual dintre radiația reflectată „***R***" şi cea incidentă „***I***" şi depinde de acoperirea suprafeței (tabelul 5.3):

$$A = \frac{R}{I} 100 \ (\%) \qquad (5.7)$$

Tabelul 5.3 Valorile albedoului pentru diferite suprafețe

Natura suprafeței	Albedoul (%)
Sol negru	10-15
Sol de culoare deschisă	22-23
Iarbă verde	26
Iarbă uscată	19
Ogor curat	8
Pădure de brad	10-18
Strat de zăpadă îndesat	30-50
Strat de zăpadă afânat	75-90

Dacă „A” este albedoul unei suprafețe, atunci mărimea „***a***” poartă numele de coeficient de absorbție al suprafeței respective.

$$a = 100 - A \qquad (5.8)$$

d) Bilanțul energetic la suprafața Pământului

Din schematizarea bilanţului energetic al globului terestru (figura 5.1) se constată că din intensitatea radiației solare extraterestre, o parte corespunde radiației solare direct absorbite de Pământ (24 %) şi de atmosferă (22 %), o altă parte corespunde radiației solare difuzate de nori (47 %), iar restul (7 %) sunt componente reflectate în spațiu de aer şi sol.

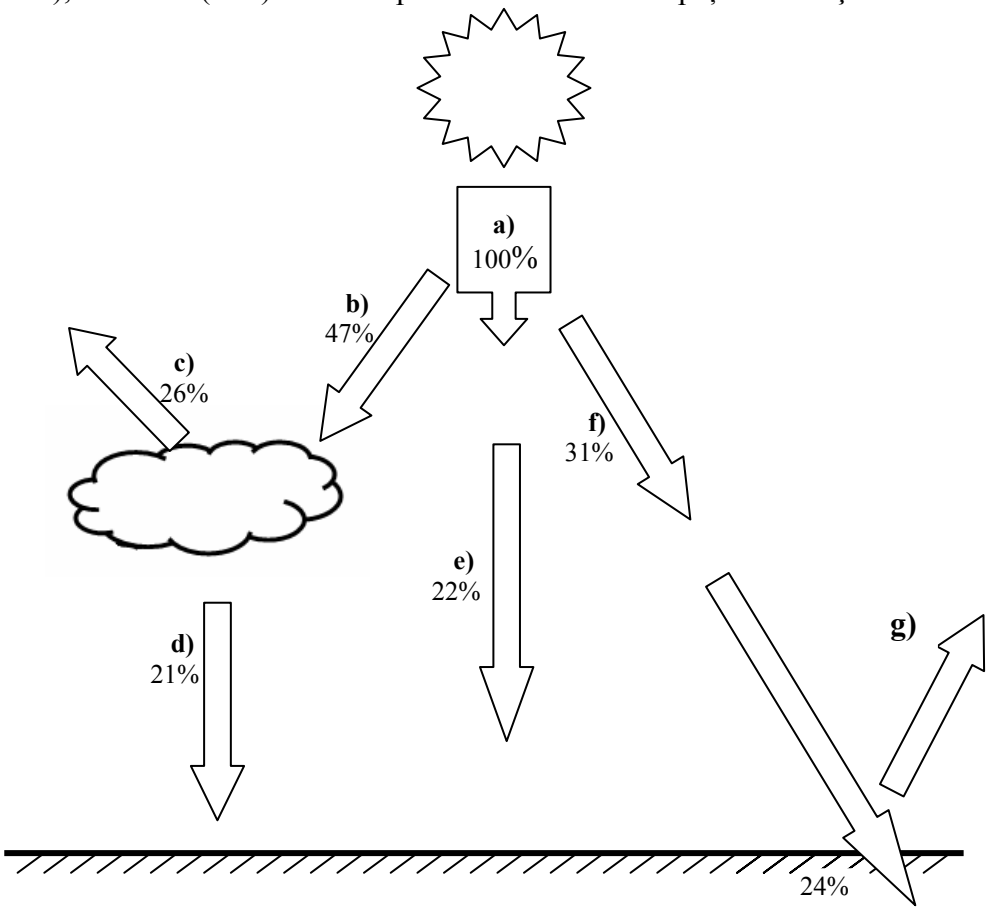


Figura 5.1. Schema bilanţului energetic al globului terestru:
a – radiația solară extraterestră; b – radiația împrăştiată de nori; c – radiația reflectată în spațiu; d – radiația împrăştiată către Pământ; e – radiația absorbită de atmosferă; f – radiația absorbită de Pământ; g – radiația reflectată de Pământ

Ecuația de bilanț este:

$$C = I_g + I_r \qquad (5.9)$$

unde: $I_g = (I + I_d)$ este intensitatea radiației solare globale; I_d, intensitatea directă; ***I,*** intensitatea radiației recepționată perpendicular pe unitatea de suprafață; I_r, intensitatea radiației reflectate.

Fracțiunea absorbită de Pământ din intensitatea radiației solare îl încălzeşte, ducând la o radiație terestră în domeniul infraroşu. Deoarece, atmosfera este foarte opacă în acest domeniu spectral, există o absorbție şi o reemisie de către gazele atmosferice a radiației emise de Pământ. Se obține astfel o supraîncălzire a solului – fenomen denumit efect de seră.

Ecuația de echilibru termodinamic a globului terestru este:

$$c(1-a) = \sigma \cdot T_e^4 \qquad (5.10)$$

unde: T_e, temperatura efectivă a solului (T_e = 253 ^{o}K); σ, constanta Stefan-Boltzman; ***c***, constantă solară; ***a***, coeficientul de absorbție.

Bilanțul energetic sau raditiv constituie o importanță metodologică deosebită, deoarece influențează distribuția temperaturii în sol şi în straturile de aer din imediata lui apropiere, intensitatea evaporației, topirea zăpezii etc.

e) Măsurarea intensității radiației solare

Principalele tipuri de aparate de măsură a intensității radiației solare sunt:

- pirheliometre (actinometre) = instrumente pentru măsurarea intensității radiației solare directe la incidența normală;
- piranometre (solarimetre) = instrumente pentru măsurarea intensității radiației solare globale;
- pirgeometre = instrumente pentru măsurarea intensității radiației terestre;
- pirradiometre = instrumente pentru măsurarea atât a intensității radiației solare, cât şi a radiației terestre.

Aceste aparate de măsură a intensității radiației solare folosesc două tipuri de detectori (traductori) şi anume: detectori termici şi fotonici.

Detectorii termici modifică proprietățile fizice datorită efectului de încălzire a radiației solare incidente, răspunzând la o bandă largă de lungimi de undă. Ei se caracterizează prin responsivitatea „***R***” dată de relația:

$$R = \frac{\tau}{C} \qquad (5.11)$$

unde: τ, timpul de răspuns al detectorului; ***C,*** capacitatea termică a ansamblului joncțiune-receptor.

Detectorii fotonici utilizează efectul fotoconductiv (fotorezistențe) sau efectul fotovoltaic (fotocelule), răspunzând într-un domeniu relativ îngust de lungimi de undă. Sensibilitatea lor este cu două ordine de mărime mai mare decât a detectorilor termici. Au un răspuns spectral neuniform.

Unul dintre cele mai vechi şi cunoscute aparate este actinometru cu compensație al lui Angstrom care măsoară intensitatea radiației solare directe la incidență normală.

În figura 5.2 este prezentată schema electrică de principiu a acestui aparat. Aparatul conține ca traductor două fire înnegrite de manganină, unul expus la soare (***A***), iar celălalt umbrit (***B***). Pe ele sunt plasate două termocuple conectate în opoziție printr-un galvanometru de zero. Firul ***B*** este conectat la o sursă de curent continuu prin intermediul unui reostat (pentru reglajul curentului „i") şi al unui miliampermetru. În regim staționar energia electrică consumată pentru aducerea firului ***B*** la aceeaşi temperatură cu firul A, este egală cu energia solară absorbită de firul ***A***.

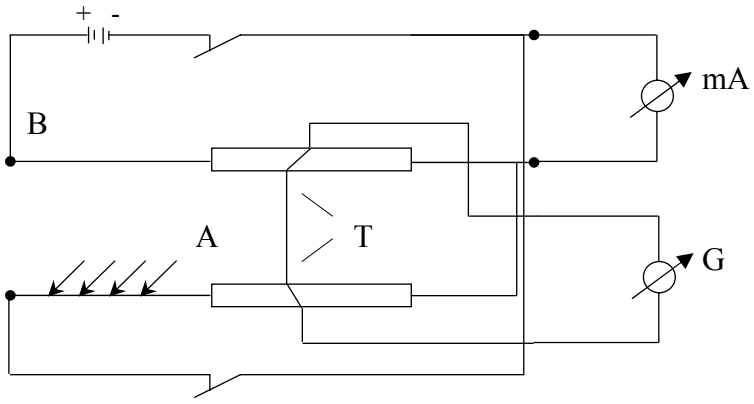


Figura 5.2. Schema de principiu a pirheliometrului cu compensație al lui Angstrom: T, termocuplu; G, galvanometru; mA, miliampermetru

Valoarea intensității solare directe este dată de relația:

$$I = K \cdot i^2 \qquad (5.12)$$

unde: ***K*** este o constantă a aparatului.

Citirea se face când acul galvanometrului indică zero, adică când cele două fire A şi B au aceeaşi temperatură.

5.3. TEMPERATURA AERULUI

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Partea din radiația solară care ajunge modificată (nedifuzată, nereflectată, nerefractată, nedifractată) la suprafața terestră, sub forma unui mănunchi de raze paralele, constituie fluxul radiației solare directe (S) care este cel mai important dintre componentele bilanțului raditiv. Valoarea intensității radiației solare directe pe suprafața orizontală (S') este mai mică sau cel mult egală cu cea a radiației solare directe pe suprafața perpendiculară față de raze (S), relația dintre ele având forma:

$$S' = S \cdot \sin \alpha \qquad (5.13)$$

O parte din radiația solară directă este reflectată de suprafața Pământului, iar o altă parte este absorbită şi transformată în energie calorică.

Aşadar, suprafața terestră este principala sursă de căldură pentru atmosferă.

B. PROCESE DE ÎNCĂLZIRE ŞI RĂCIRE A AERULUI ATMOSFERIC

În transportul căldurii de la suprafața terestră către atmosferă şi în interiorul ei de la un strat la altul, rolul principal îl au următoarele procese:

- schimbul de căldură prin convecție şi turbulență;
- emisia şi absorbția radiațiilor calorice de mare lungime de undă;
- transformările de fază ale apei (sublimare, evaporare, condensare);
- schimbul de căldură molecular.

Conținutul de căldură ***q*** al unei unități de măsură de aer ce se află în continuă mişcare atât pe verticală, cât şi pe orizontală, reprezintă produsul dintre temperatura absorbită ***T*** a acelei unități şi căldura specifică la presiune constantă C_p **.**

Deci,

$$q = C_p \cdot T \qquad (5.14)$$

Acest transfer de căldură de la suprafața terestră spre atmosferă poartă numele de „flux caloric" şi se datoreşte în cea mai mare parte curenților de convecție şi turbulenței aerului.

Expresia matematică a fluxului caloric are forma:

$$Q = -S\frac{dq}{dh} \qquad (5.15)$$

unde: ***Q***, cantitatea de căldură; ***S***, coeficient de schimb; $\frac{dq}{dh}$, variația cantității de căldură cu înălțimea.

Semnul (-) arată că fluxul de căldură scade cu înălțimea.

Ținând seama de expresia lui „q", rezultă:

$$Q = -S \cdot C_p \frac{dT}{dh} \qquad (5.16)$$

unde: C_p = 0,237 cal/g·grad; $\frac{dT}{dh}$, gradient vertical de temperatură; $S \cdot C_p$, coeficient de conductibilitate termică turbulentă (SC_p=23,7 cal/cm^2·s·grad).

a) Transformările de fază ale apei

În aerul atmosferic există vapori de apă care condiționați de temperatură şi presiune, se transformă în picături fine de apă sau în cristale de gheață.

Acestea fiind transformări de fază, au loc cu absorbție sau degajare de căldură, care influențează regimul termic al atmosferei.

Vaporii de apă se formează în urma unor procese de evaporare de la suprafața terestră, evaporare ce are loc cu consum de căldură. Pentru un gram de apă ce se evaporă se consumă aproximativ 600 cal sau $2{,}5 \cdot 10^3$ J. Datorită curenților de convecție, vaporii de apă ajung în straturile superioare ale atmosferei unde se produce sublimarea sau condensarea acestora, formând astfel cețuri sau formațiuni noroase.

Sublimarea sau condensarea vaporilor are loc cu degajare de căldură ce este proporțională cu masa de vapori.

Căldura degajată este dată de relația:

$$Q = L \cdot m \qquad (5.17)$$

unde: ***L*** este căldura latentă de condensare; ***m,*** masa vaporilor de apă.

C. MĂSURAREA TEMPERATURII AERULUI

Temperatura aerului se măsoară cu ajutorul termometrelor montate în adăposturi meteorologice situate la înălțimea de 2 m deasupra solului.

Conform principiului zero, un corp ***C*** în contact termic cu corpurile A şi B atinge starea comună de echilibru a acestora; corpul ***C*** (traductor) poate fi considerat un instrument de măsurare a temperaturii prin intermediul unei anumite proprietăți ***P*** (termometrice) funcție de temperatura empirică θ. Măsurarea se face pe o scară de temperatură empirică prin stabilirea relației $P = P(\theta)$, care trebuie să fie continuă şi monotonă, deci la fiecare valoare θ să corespundă o valoare ***P***. Termometrul este confecționat în aşa fel încât asigură atingerea echilibrului termic rapid, fără a modifica temperatura sistemului măsurat. Din punct de vedere practic, scara de temperatură utilizată corespunde unei relații liniare:

$$P(\theta) = K(\theta + m) \qquad (5.18)$$

în care: ***K*** şi ***m*** sunt două constante stabilite prin alegerea arbitrară a două puncte fixe pe scara de temperatură.

În scara centigradă (Celsius) se fixează $t^o = 0^o$C la temperatura de echilibru gheață-apă saturată cu aer la p = 1 atm şi t = 100 ^{o}C la temperatura de fierbere a apei pure la p = 1 atm.

Termometrul cu mercur în sticlă este un instrument simplu des utilizat în măsurători meteorologice.

Cu o calibrare bună şi luând anumite precauții, se obține în intervalul (-20 ^{o}C ÷100 ^{o}C) o precizie absolută de ±0,05 ^{o}C şi o eroare relativă de ±0,001 ^{o}C.

În afară de scara de temperaturi „Celsius” mai sunt folosite următoarele:

- scara Reaumur, ce marchează cu 0^o punctul de topire a gheții şi cu +80^o punctul de fierbere a apei;
- scara Fahrenheit, ce marchează cu +32^o punctul de topire a gheții şi cu 212^o punctul de fierbere a apei;
- scara Kelvin sau a gradelor absolute, ce se defineşte prin valoarea lui zero absolut la -273,2^{o}C.

Între scările Celsius, Fahrenheit şi Reaumur există următoarea relație:

$$\frac{^oC}{100} = \frac{^oF - 32}{180} = \frac{^oR}{80} \qquad (5.19)$$

Pentru fiecare grad se poate scrie:

$$1^o C = \frac{9}{5}\ ^o F = \frac{4}{5}\ ^o R \qquad (5.20)$$

Măsurarea temperaturii aerului se face zilnic la orele 1, 7, 13 şi 19.

Înregistrarea variației în timp a temperaturii se obține cu ajutorul termografelor [U.S.Army Corp of Eng., 1987].

5.4. PRESIUNEA ATMOSFERICĂ

A.CONSIDERAȚII GENERALE

Atmosfera se menține în jurul Pământului datorită forței de gravitație. Ținând cont că:

$$\rho_{aer} = \frac{m}{V} \qquad (5.21)$$

şi

$$G = m \cdot g \qquad (5.22)$$

aerul atmosferic exercită o apăsare asupra tuturor corpurilor. Efectul acestei greutăți a aerului pe suprafața Pământului se exprimă prin presiunea atmosferică.

Deci,

$$P = \frac{G_{aer}}{S}\ (\mathrm{N/m^2}) \qquad (5.23)$$

Ca forță specifică, presiunea atmosferică este dată de greutatea coloanei de aer de la suprafața Pământului până la limita superioară a atmosferei, exercitată pe o suprafață de 1 cm^2. La nivelul mării, la latitudinea de 45^o şi la temperatura de +15 ^{o}C, presiunea atmosferică ce acționează tot pe 1 cm^2 este egală cu 760 mm coloană de mercur sau 10,33 m coloană de apă sau 1 atm.

În practică, se mai întâlnesc următoarele unități de măsură pentru presiunea atmosferică, apoi transformate în Sistemul Internațional, rezultă:

1 torr (mm Hg) = $1{,}33322 \cdot 10^2$ N/m^2

1 bar (μ barye) = 10^5 N/m^2.

Presiunea atmosferică se măsoară cu ajutorul barometrelor şi barografelor.

B. VARIAȚIA PRESIUNII ATMOSFERICE CU ÎNĂLȚIMEA. FORMULA ÎNĂLȚIMILOR BAROMETRICE

Presiunea atmosferică variază cu înălțimea. Ea are valoarea maximă la nivelul mării şi valoarea zero la limita superioară a atmosferei.

Dacă se notează cu P_0 şi ρ_0 presiunea, respectiv densitatea aerului la nivelul mării şi cu $\boldsymbol{P}$ şi $\boldsymbol{\rho}$ la o înălțime $\boldsymbol{h}$ şi se consideră un strat infinit vecin de presiune $P - dp$, atunci pentru stratul de secțiune $S = 1$ (figura 5.3) se poate scrie relația:

$$dp = -\rho \cdot g dh \tag{5.24}$$

semnul minus apare deoarece atunci când $\boldsymbol{h}$ crește, $\boldsymbol{p}$ scade.

În acelaşi timp, putem scrie că raportul densităților este proporțional cu raportul presiunilor:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{P}{P_0} \tag{5.25}$$

de unde:

$$\rho = \frac{P}{P_0} \cdot \rho_0 \tag{5.26}$$

Înlocuind în relația lui *dp*, obținem:

$$\mathrm{dp} = -\frac{\mathrm{P}}{\mathrm{P}_0} \rho_0 \cdot \mathrm{gdh} \tag{5.27}$$

$$\frac{\mathrm{dp}}{\mathrm{P}} = -\frac{\rho_0 \cdot \mathrm{g}}{\mathrm{P}_0} \mathrm{dh} \tag{5.28}$$

Dacă ținem seama de ecuația de stare a gazelor perfecte:

$$P_0 = \rho_0 \cdot R \cdot T \tag{5.29}$$

sau

$$\frac{\rho_0}{P_0} = \frac{1}{R \cdot T} \tag{5.30}$$

rezultă:

$$\frac{dp}{P} = -\frac{g}{R \cdot T} dh \qquad (5.31)$$

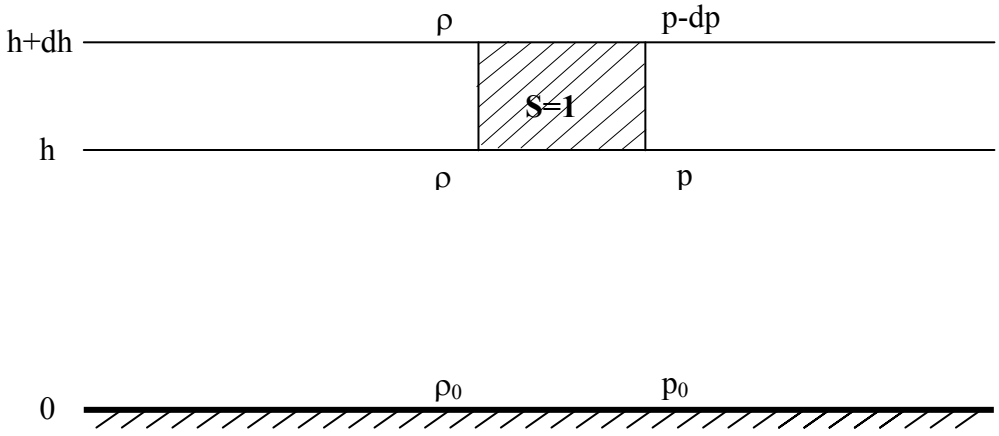


Figura 5.3 Variația presiunii atmosferice cu înălțimea

Prin integrarea ecuației, obținem:

$$\ln P = -\frac{\rho_0 \cdot g \cdot h}{P_0} + C \qquad (5.32)$$

Constanta de integrare se determină punând condițiile inițiale şi anume: pentru $h = 0,\ P = P_0$ şi deci $C = \ln P_0$.

Relația integrată devine:

$$\ln \frac{P}{P_0} = -\frac{\rho_0}{P_0} gh \qquad (5.33)$$

sau

$$P = P_0 \cdot e^{-\frac{\rho_0}{P_0} gh} \qquad (5.34)$$

Această relație poartă numele de ecuația atmosferei şi arată că atunci când înălțimile cresc în progresie aritmetică, presiunile descresc în progresie geometrică.

Din relația anterioară se poate determina înălțimea ***h*** dacă se cunoaşte presiunea.

Dacă presupunem cunoscut modul în care variază temperatura aerului pe verticală se poate determina variația presiunii atmosferice pe verticală. În funcție de caracterul variației de temperatură se pot deosebi mai multe tipuri de atmosfere, şi anume:

a) **atmosfera omogenă** care reprezintă atmosfera în care densitatea ρ a aerului rămâne constantă. Pentru acest caz, ecuația de stare a gazelor perfecte este de forma:

$$\frac{P}{T} = \rho \cdot R \qquad (5.35)$$

unde: ***T***, temperatura absolută; ***R***, constanta universală a gazelor perfecte (R = 8314,34 J/K mol·K).

La nivelul mării ecuația devine:

$$\frac{P_0}{T_0} = \rho \cdot R \qquad (5.36)$$

Eliminând produsul $\rho \cdot R$ între cele două relații se obține formula hipsometrică a atmosferei omogene:

$$\frac{P}{P_0} = \frac{T}{T_0} \qquad (5.37)$$

Dacă se notează cu H_0 înălțimea atmosferei omogene în cuprinsul căreia densitatea aerului este ρ_0, atunci presiunea la nivelul mării va fi:

$$P_0 = \rho_0 \cdot H_0 \cdot g \qquad (5.38)$$

Tot la nivelul mării ecuația de stare a gazelor perfecte este:

$$P_0 = R \cdot \rho_0 \cdot T \qquad (5.39)$$

Din ultimele două relații prin eliminarea lui P_0 se obține înălțimea atmosferei omogene:

$$H_0 = \frac{R \cdot T_0}{g} = 7990\,\text{m} \qquad (5.40)$$

unde: T_0=273^{o}K; g = 9,81 m/s^2; R = 8314,34 J/Kmol·K.

b) atmosfera izotermă care reprezintă atmosfera în care temperatura aerului se menține constantă.

Pornind de la ecuația atmosferei determinată anterior în care am ținut cont de ecuația gazelor perfecte:

$$\frac{P}{P_0} = e^{-\frac{g \cdot h}{R \cdot T}} \qquad (5.41)$$

exprimând temperatura în grade Celsius şi trecând la logaritmi zecimali, obținem:

$$\frac{P}{P_0} = 10^{-\frac{h}{\beta\left(1+\alpha\, t^o C\right)}} \qquad (5.42)$$

unde: $\beta = \frac{R \cdot T_0}{g}$ poartă numele de constantă barometrică;

$$\alpha = \frac{1}{273{,}15}; \qquad T_0 = 273{,}15 \qquad (5.43)$$

c) atmosfera politropă, este atmosfera în care temperatura aerului scade liniar cu înălțimea. În atmosfera politropă, gradientul vertical al temperaturii rămâne constant.

Dacă notăm cu T şi T_0 temperatura aerului la înălțimea ***h***, respectiv h_0, din definiția gradientului vertical al temperaturii, rezultă:

$$-\gamma = \frac{dT}{dh} = \frac{T - T_0}{h - h_0} \qquad (5.44)$$

de unde:

$$T = T_0 - \gamma(h - h_0) \qquad (5.45)$$

La nivelul mării când $h_0 = 0$ avem:

$$T = T_0 - \gamma \cdot h \qquad (5.46)$$

Înlocuind această expresie în ecuația atmosferei obținem în final:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}} \qquad (5.47)$$

relație ce reprezintă formula hipsometrică a atmosferei politrope. Se observă că atmosfera omogenă este un caz particular al atmosferei politrope, unde:

$$\frac{g}{R \cdot \gamma} = 1 \qquad (5.48)$$

În acest caz, rezultă:

$$\gamma = \frac{g}{R} = \frac{9{,}80616}{8314{,}34} = 0{,}034\,^{o}\text{C/m} \qquad (5.49)$$

Dacă $\gamma = 0$ atunci obținem atmosfera izotermă.

d) atmosfera reală

Atmosfera Pământului luată în ansamblul ei nu se încadrează în nici una din atmosferele analizate anterior, dar prin împărțirea atmosferei reale în straturi nu prea groase se întâlnesc tipurile de atmosfere studiate şi anume: când $\gamma = 0$ (izoterme), $\gamma < 0$ (straturi de inversiune) şi $\gamma = \frac{g}{R}$ (omogene) [Morell M., 1999].

C. VARIAȚII PERIODICE ŞI NEPERIODICE ALE PRESIUNII ATMOSFERICE. FORME BARICE

Presiunea atmosferică ca orice element meteorologic nu este o mărime constantă, ea schimbându-se de la un anotimp la altul şi chiar de la un moment la altul în cursul unei zile.

Variația diurnă a presiunii atmosferice este periodică (figura 5.4), prezentând două maxime în jurul orelor 10 şi 22 şi două minime în jurul orelor 4 şi 16.

Odată cu îndepărtarea de ecuator şi tropice spre latitudinile mijlocii şi mari, variațiile presiunii atmosferice devin neperiodice, ajungând aproape nesesizabile în zona polilor.

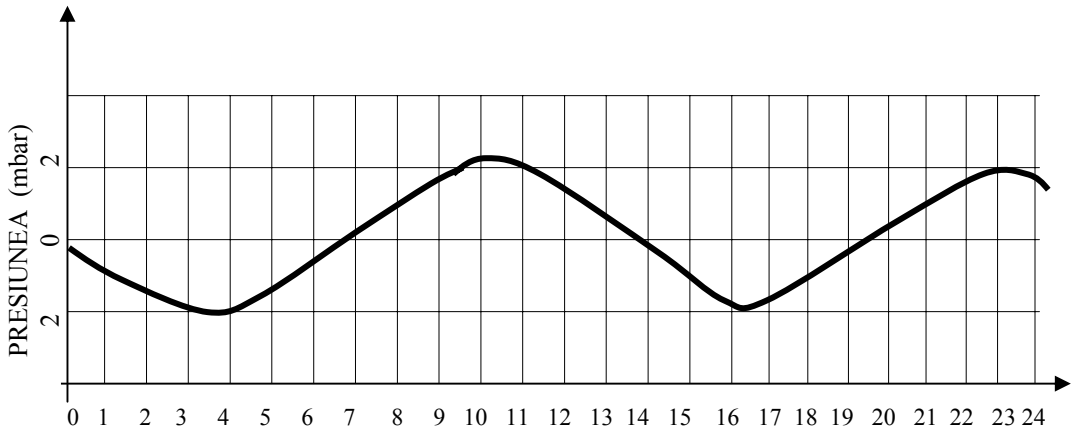


Figura 5.4 Variația diurnă a presiunii atmosferice la latitudinile ecuatoriale şi tropicale

Variația anuală a presiunii atmosferice este condiționată de succesiunea anotimpurilor, de latitudinea geografică şi de natura suprafeței terestre, ea fiind slab conturată la ecuator sau tropice şi evidentă la latitudinile mari şi mijlocii.

Repartiția spațială a presiunilor atmosferice se face pe hărțile meteorologice cu ajutorul curbelor de egală presiune numite izobare pentru hărțile de la suprafața solului şi izohipse pentru hărțile cu distribuția presiunii la anumite niveluri standard din atmosfera liberă.

Trasarea izobarelor face posibilă delimitarea unor teritorii cu presiuni ridicate numite maxime barometrice sau anticicloni notate pe hărți cu litera ***M*** şi a unor teritorii cu presiuni coborâte numite depresiuni barometrice sau cicloni, notate pe hărți cu litera ***D***.

În unele regiuni ale globului, efectele ciclonilor poartă denumirea de taifunuri (Marea Chinei), tornade (Golful Mexic), uricane (India) şi uragane (Insulele Antile). Anticiclonii şi ciclonii reprezintă principalele forme de reprezentare a reliefului baric.

În afara lor mai există şi câteva forme secundare printre care amintim:

- *culoarul depresional* (regiune largă de joasă presiune ce leagă doi cicloni principali);
- *talvegul depresional* (o prelungire a unui ciclon având forma de ***V*** alungit, presiunea crescând de la axul talvegului spre exterior);
- *dorsala anticiclonică* (o prelungire a unui maxim de presiune având forma de ***U***, presiunea descrescând de la interior spre exterior);
- *şaua barometrică* (un câmp baric ce este format dintr-o pereche de ciclon şi o pereche de anticiclon dispuşi simetric în raport cu două axe de simetrie);
- *marea barometrică* (un câmp de presiuni uniforme cu valori apropiate de presiunea atmosferică normală).

5.5. UMIDITATEA AERULUI

Datorită fenomenului de evaporație rezultă mari cantități de vapori (circa 0,001 % din cantitatea de apă a Oceanului Planetar) care se amestecă cu aerul atmosferic, făcând ca acesta să capete o umiditate variabilă în spațiu şi în timp.

Umiditatea aerului se poate exprima în g/m^3 aer, mmb şi mm col. Hg; 1 mmb ≈ 0,75 mm col. Hg≈1,3 g/m^3.

Datele privitoare la umiditatea aerului servesc pentru studiul condițiilor în care se desfăşoară evaporarea, pentru caracterizarea secetelor şi a vânturilor uscate pentru determinarea condițiilor de creştere a plantelor, cât şi pentru calculele tehnice în vederea condiționării temperaturii şi a umidității în încăperi.

Principalii indicatori ai umidității aerului sunt:

a) **umiditatea absolută (**U_a**)** care reprezintă cantitatea de vapori înregistrată la un moment dat într-un m^3 de aer umed, la temperatura locului considerat; această umiditate are o variație esențială şi firească cu altitudinea;

b) **umiditatea de saturație (**U_s**)** ce este dată de cantitatea maximă de vapori pe care poate să o conțină un m^3 de aer, la o anumită temperatură, numită temperatură de saturație; când este depăşită umiditatea de saturație, diferența de vapori condensează pe corpurile cu care vin în contact;

c) **umiditatea relativă (U_r)** ce este definită ca raport procentual între umiditatea absolută şi umiditatea de saturaţie:

$$U_r = \frac{U_a}{U_s} \cdot 100 \ (\%) \qquad (5.50)$$

Umiditatea relativă variază cu latitudinea, iar în decursul unei zile ea variază invers proporţional cu temperatura aerului;

d) **deficitul de umiditate (*d*)** definit ca diferenţa dintre umiditatea de saturaţie şi umiditatea absolută.

$$d = U_s - U_a \qquad (5.51)$$

e) **umiditatea specifică (*q*)** ce este exprimată prin cantitatea de vapori conţinută într-un kg de aer umed;

f) **raportul de amestec (*r*)** ce reprezintă raportul dintre masa vaporilor conţinuţi într-un volum de aer umed şi masa aerului uscat conţinut în acelaşi volum;

g) **temperatura punctului de rouă (T_r)**, adică temperatura aerului la care umiditatea absolută devine umiditate de saturaţie;

h) **tensiunea actuală (*e*)** sau **presiunea parţială a vaporilor de apă**, care reprezintă presiunea exercitată pe unitatea de suprafaţă de către vaporii de apă în amestec cu aerul uscat în aerul umed. Tensiunea actuală poate avea valori maxime în anumite condiţii de temperatură, denumite tensiuni de saturaţie (***E)***.

Umiditatea înregistrată la staţiile meteorologice se redă ca valori medii şi extreme pe diverse intervale de timp (zi, lună, ani, mai mulţi ani).

Umiditatea absolută şi umiditatea de saturaţie se măsoară cu ajutorul unor aparate numite psihrometre. Umiditatea relativă se măsoară cu ajutorul higrometrelor, iar variaţia în timp a ei este înregistrată cu ajutorul higrografelor ce sunt aparate prevăzute cu fire de păr a căror lungime creşte odată cu umiditatea.

5.6. PRECIPITAŢIILE ATMOSFERICE

A. CONDENSAREA VAPORILOR DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ. FORMAREA NORILOR

Apa se găseşte în natură sub forma celor trei stări de agregare: solidă (gheaţa), lichidă (picături de apă) şi gazoasă (vapori de apă).

Stările de echilibru şi transformările de fază ale apei depind de următorii factori:
- temperatura aerului şi a apei;
- tensiunea vaporilor *e* măsurată deasupra apei sau deasupra gheții (punct de rouă);
- tensiunea maximă a vaporilor *E* ce este dată de relația:

$$E = \frac{1}{2}\left(\frac{e_0}{P_0} + \frac{e}{P}\right) \qquad (5.52)$$

unde e şi e_0 reprezintă tensiunile parțiale ale vaporilor corespunzătoare presiunilor P_0 şi P.

Deoarece tensiunea maximă a vaporilor corespunde stării de echilibru între vapori şi suprafața evaporantă a apei sau a gheții, ea se mai numeşte *tensiune de saturație*, în primul caz, notându-se cu E_a şi în al doilea caz cu E_0.

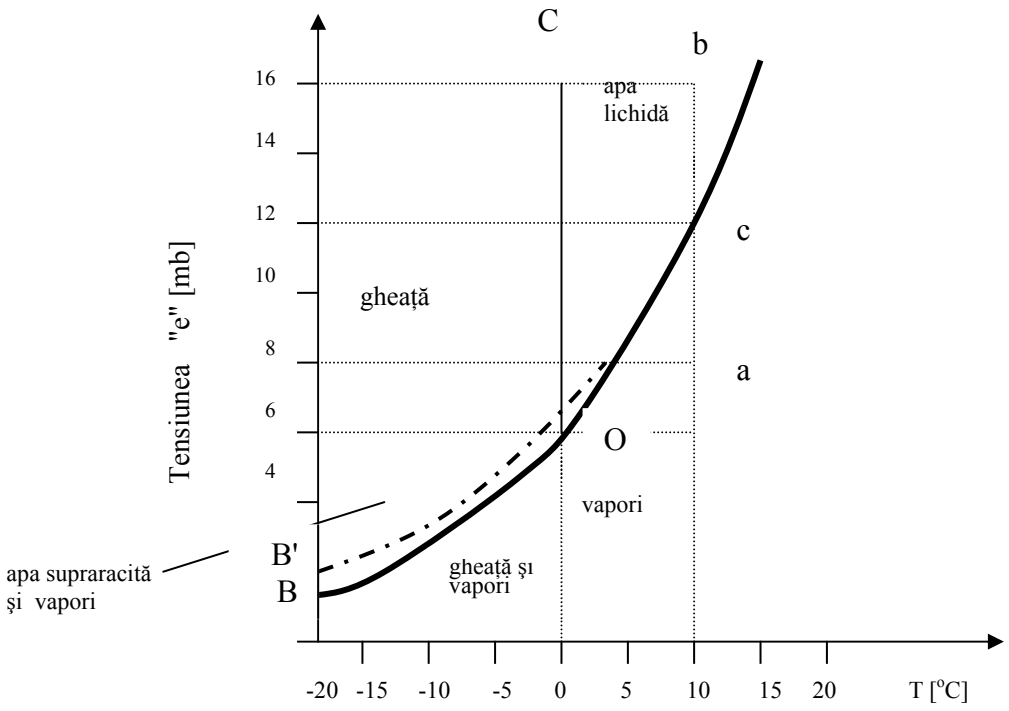


Figura 5.5 Transformările de fază ale apei

Tensiunea de saturație crește odată cu temperatura, iar la aceeaşi temperatură ea este mai mică deasupra gheții decât deasupra unei suprafețe plane de apă.

Dependența fazelor apei de temperatură şi de tensiune a vaporilor este redată în figura 5.5.

Aici se observă că cele trei faze ale apei sunt în echilibru (în punctul notat cu ***O*** numit triplu), numai pentru o anumită temperatură ($t=76\cdot10^{-4}$ ^{o}C) şi o anumită tensiune a vaporilor (e=6,1 mb = 4,58 mmHg).

În natură au loc şi procese inverse proceselor de evaporare, adică trecerea vaporilor de apă în stare lichidă, proces numit *condensare* sau trecerea vaporilor direct în stare solidă prin procesul de *sublimare*.

Când condensarea şi sublimarea se produc pe suprafața solului sau pe obiectele aflate pe acesta, se formează roua sau bruma; în straturile atmosferice aflate în imediata apropiere a suprafeței terestre se formează ceața, iar în atmosfera liberă se formează norii.

Condensarea vaporilor de apă din atmosferă depinde de mai mulți factori, care asigură condițiile termodinamice şi fizice de transformare a fazelor apei şi anume:

- răcirea aerului până la temperatura care condiționează condensarea;
- asigurarea stării de saturație cu vapori de apă a aerului atmosferic;
- mişcările ascendente ale aerului cald (fenomenul de convecție);
- existența cristalelor de gheață;
- existența nucleelor de condensare.

Nucleele de condensare sunt particule minuscule de substanțe higroscopice care pot fi cristale fine de sare marină, pulberi de origine minerală, industrială sau vulcanică, picături acide etc.

Norii constituie un sistem coloidal format din picături de apă sau cristale de gheață de diferite dimensiuni.

După clasificarea internațională a norilor care ține seama de aspectul exterior al lor, se cunosc următoarele genuri de nori cu simbolurile lor (figura 5.6), cirrus (***Ci***), cirrocumulus (***Cc***), cirrostratus (***Cs***), altocumulus (***Ac***), altostratus (***As***), nimbostratus (***Ns***), stratocumulus (***Sc***), stratus (***St***), cumulus (***Cu***) şi cumulonimbus (***Cn***).

- ***Cirrus*** (bucle de păr, pene de păsări) sunt norii ce apar separați în formă de filamente albe şi delicate sau în formă de bancuri ori benzi înguste de culoare albă şi au un aspect fibros; ei apar la cele mai mari înălțimi ale troposferei şi sunt nori stratiformi (în straturi).
- ***Cirrocumulus*** sunt norii ce apar la mari înălțimi sub forma unor aglomerări de structuri globulare, de culoare albă, fără umbre proprii.
- ***Cirrostratus*** reprezintă norii transparenți şi albicioşi, cu aspect fibros sau neted.

- ***Altocumulus*** apar ca un banc, un strat ori o pătură de nori albi sau cenuşii; elementele componente ale acestor nori pot avea forme de lamele, pietre ovoide, rulouri etc.

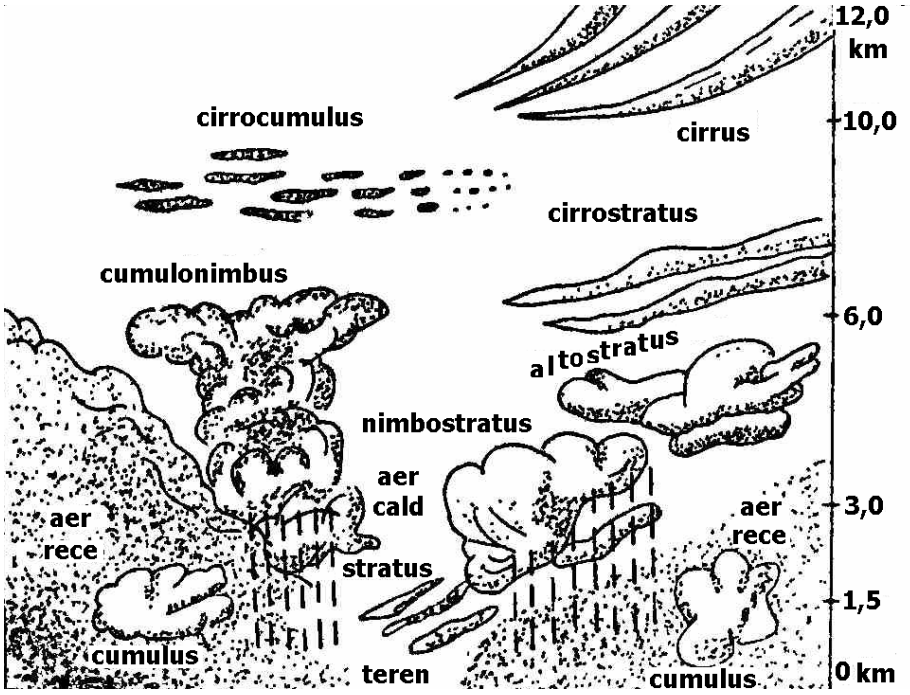


Figura 5.6 Sistem de nori în formație ciclonică

- ***Altostratus*** (nori stratus înalți) reprezintă o pânză sau un strat noros de culoare cenuşie sau albăstruie, cu aspect striat, fibros sau uniform, acoperind parțial sau total bolta cerească şi prezentând părți suficient de subțiri prin care se poate vedea Soarele.
- ***Nimbostratus*** (în limba latină semnifică ploaie) reprezintă o pânză noroasă cenuşie, adesea întunecată, a cărui aspect devine vaporos din cauza căderii precipitațiilor. În mod frecvent, sub această pânză se formează nori destrămați sudați sau nu cu aceasta.
- ***Stratocumulus***, reprezintă un banc, strat sau pătură de nori cenuşii sau albicioşi, având tot timpul părți întunecate; elementele care compun norul au formă de dale, bolovani de râu, rulouri etc.
- ***Stratus***, apar ca o pânză noroasă, în general cenuşie, cu baza destul de uniformă, putând da naştere la burniță, ace de gheață sau zăpadă grăunțoasă. Atunci când soarele este vizibil într-o pânză de astfel de nori, se poate deosebi în mod net conturul lor.
- ***Cumulus*** (grămadă, morman) sunt nori separați, în general denşi şi cu contururi bine delimitate, dezvoltându-se vertical în formă de mameloane,

de cupole sau turnuri, regiunea lor superioară înmugurită seamănă adesea cu o conopidă; părțile norului atunci când sunt luminate de soare sunt de cele mai multe ori alb-strălucitoare, baza lor este relativ întunecată şi aproape orizontală.

- ***Cumulonimbus*** sunt norii denşi şi viguroşi cu o extindere verticală considerabilă în formă de munți sau de turnuri enorme, sub baza lor adesea foarte întunecoasă există frecvent nori joşi destrămați, sudați ori nu cu ea.

În clasificarea internațională a norilor se face o diferențiere a acestora în funcție de înălțimea bazei lor deasupra suprafeței solului. Această înălțime se mai numeşte *plafonul norilor*.

Partea atmosferei în care se observă norii este împărțită în trei etaje (superior, mijlociu şi inferior), care pentru regiunile latitudinilor mijlocii au următoarele limite:

- etajul superior, de la 5 la 13 km;
- etajul mijlociu, de la 2 la 7 km;
- etajul inferior, de la suprafața solului la 2 km.

B. FORMAREA PICĂTURILOR PRECIPITAȚIILOR ATMOSFERICE. TIPURI DE PRECIPITAȚII ATMOSFERICE

Norii sunt sisteme coloidale formați din particule foarte fine (1 ÷ 20 μ) care sunt menținute în suspensie datorită turbulenței atmosferice. După teoria lui Bergeron, pentru a avea loc condensarea vaporilor de apă şi formarea picăturilor precipitaților atmosferice, este necesar ca în masa norilor să existe particule suprarăcite şi cristale de gheață în jurul cărora se aglomerează particule minuscule. Aceste aglomerări se mişcă dezordonat prin nori şi îşi măresc continuu volumul (greutatea) prin captarea unor noi particule. Când ating greutățile ce învinge forțele de menținere în masa norilor, cad sub acțiunea forței gravitaționale cu o viteză cuprinsă între 0,3 şi 8 m/s. Dacă la ieşirea din nori, temperatura aerului este pozitivă rezultă ploile, iar dacă este negativă iau naştere fulgii de zăpadă.

Mărimea picăturilor precipitațiilor (200÷5000 μ) depinde de lungimea drumului parcurs de ele prin nori şi de turbulența atmosferei. Precipitațiile cu cele mai mari picături rezultă din norii Cumulus, unde se întâlnesc curenți ascendenți intenşi ce iau naştere prin convecție verticală.

Un nor dacă s-ar epuiza total, n-ar furniza decât o mică parte din precipitațiile recepționate la sol. Orice nor însă, se regenerează continuu în timpul precipitației prin intermediul curenților ascendenți de aer cald încărcați cu vapori de apă [Giurma I., 2003].

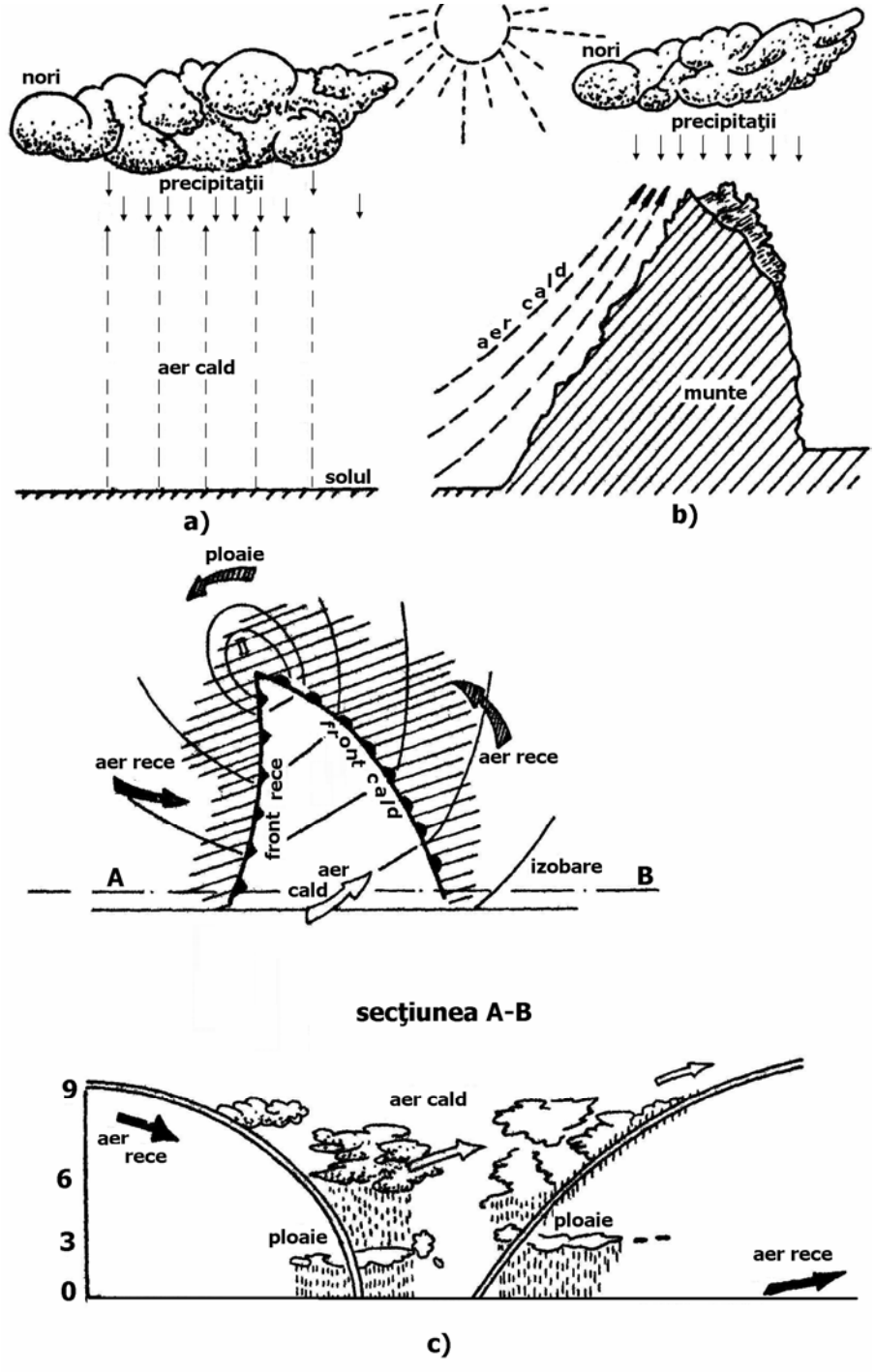


Figura 5.7 Precipitații de tip: a) convectiv; b) orografic; c) ciclonic

Clasificarea precipitațiilor atmosferice se face ținând seama de mai multe criterii printre care amintim:

a) după starea de agregare;

- lichide (ploaie, burniță);
- solide (zăpadă, măzăriche, grindină);
- mixte (lapovița);

b) după intensitate:

- slabe (neînsemnate);
- moderate;
- puternice (abundente);

c) după modul în care, cad în timp:

- continue (de front cald);
- intermitente;
- averse (convective sau de front rece);
- burnițe;

d) după modul cum se formează norii ce le generează (figura 5.7):

- de tip convectiv, ce se formează în zilele calde de vară când aerul cald din apropierea solului încărcat cu vapori se ridică vertical şi se răceşte adiabatic creând condiții de condensare; aceste precipitații au caracter local şi violent, fiind de obicei ploi torențiale ce rezultă din norii cumulus;
- de tip ciclonic, iau naştere în zona de contact dintre masele de aer cald şi rece, aerul cald şi umed se ridică energic şi se răceşte puternic şi drept urmare, vaporii de apă se condensează, precipitațiile rezultate au caracter torențial şi provin din norii cumulonimbus, nimbostratus şi altostratus;
- de tip orografic, se formează când masele de aer cald şi umed purtate de vânt întâlnesc versanții munților, se ridică şi se răcesc creându-se astfel condiții favorabile condensării vaporilor.

În hidrologie, prezintă interes cunoaşterea cantitativă a precipitațiilor recepționate la sol, deoarece ele generează scurgeri superficiale şi subterane care alimentează râurile.

C. MĂSURAREA PRECIPITAȚIILOR

Cantitatea de precipitații atmosferice se măsoară în litri pe metrul pătrat (l/m^2) sau în milimetri coloană de apă înregistrați deasupra unei suprafețe orizontale de un metru pătrat.

Măsurarea precipitațiilor la noi în țară se realizează prin intermediul rețelei meteorologice naționale şi al unei rețele care funcționează pe lângă o serie de instituții şi întreprinderi.

Aparatele folosite pentru efectuarea acestor măsurători sunt: pluviometrul, pluviometrul avertizor, totalizatorul de precipitații,

pluviograful, rigla nivometrică, densimetrul (evaluează echivalentul în apă al unui strat de zăpadă) şi nivometrul. Pe lângă sistemul meteorologic clasic există şi staţii meteorologice automate.

D. PRELUCRAREA PRECIPITAŢIILOR

Datele obţinute prin măsurători în cadrul staţiilor meteorologice referitoare la precipitaţiile atmosferice, trebuie prelucrate pentru obţinerea de valori sintetice ce caracterizează o anumită zonă şi se folosesc în scopuri practice. Prelucrarea precipitaţiilor se face pe diferite perioade (luni, ani) sau se referă la ploile maxime zilnice, la ploile torenţiale etc.

a) **Precipitaţii lunare, anuale şi multianuale**

Precipitaţiile lunare înregistrate la o staţie reprezintă cantitatea totală de apă provenită din ploi şi zăpezi în decurs de o lună. Pentru aceeaşi zonă, precipitaţiile aceleiaşi luni sunt variabile de la un an la altul.

Precipitaţiile anuale reprezintă totalitatea precipitaţiilor înregistrate la o staţie în timpul unui an. Dacă există înregistrări ale acestor precipitaţii pe o perioadă de mai mulţi ani, atunci se poate forma un şir statistic, având ca elemente valorile anuale, şir ce permite stabilirea valorilor cu o anumită probabilitate de depăşire necesare în calcule hidrologice.

Precipitaţiile multianuale sunt calculate prin media aritmetică a şirului statistic ce are ca elemente precipitaţiile anuale şi se mai numesc normala anuală sau media multianuală. Aceste precipitaţii variază de la o staţie la alta (odată cu altitudinea).

Pentru ca eroarea de calcul a normalei anuale să fie cât mai redusă se recomandă ca perioda de calcul să fie cât mai lungă. Eroarea de calcul a mediei aritmetice este dată de relaţia:

$$E = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \qquad (5.53)$$

După Binnie, care a ţinut seama de măsurătorile înregistrate la 53 de staţii meteorologice de pe Globul Pământesc, eroarea de calcul a mediei multianuale (modul pluviometric) este de ± 15 % pentru o perioadă de 5 ani de măsurători, ± 3,24 % pentru 20 de ani şi ± 2,26 % pentru 30 de ani. Pentru obţinerea unor erori admisibile în calculul normalei precipitaţiilor sunt necesare perioade de măsurători şi observaţii de minimum 30 de ani [U.S.Army Corp of Eng., 1993].

b) **Precipitații anuale maxime în 24 de ore**

Aceste precipitații reprezintă cea mai mare cantitate de apă căzută în decurs de 24 ore într-un anumit teritoriu şi constituie unul din elementele de bază necesare în studiul viiturilor pentru calculul debitelor maxime prin metode indirecte. În aceste calcule, intervin precipitațiile anuale maxime în 24 de ore cu diferite probabilități de depăşire. Pentru obținerea acestor valori se formează şirul statistic ce are ca elemente cele mai mari valori din fiecare an şi numărul de termeni egal cu numărul anilor de măsurători.

c) **Ploi torențiale**

În această denumire sunt încadrate ploile foarte puternice, în majoritatea cazurilor de formație ciclonică ce au o durată mai mică de 24 de ore şi sunt însoțite de obicei de descărcări electrice. Pentru a fi identificate, Berg a propus limitarea valorilor minime ale înălțimilor acestor ploi în raport cu durata lor (tabelul 5.4).

Tabelul 5.4 Încadrarea ploilor în categoria celor torențiale

Durata (min)	5	15	30	45	60	120	240	360	720	1440
Înălțime (mm)	2,5	4,5	7,1	10,3	12,0	16,0	26,5	32,5	43,2	57,6

Noțiunile ce caracterizează o ploaie torențială sunt: înălțimea (h), durata (t), intensitatea (i), frecvența (f) şi suprafața acoperită.

Aceste caracteristici se obțin în urma descifrării pluviogramei ploii torențiale care este o reprezentare grafică $h = f(t)$ asemănătoare curbei integrale a debitelor $W = f(t)$.

Intensitatea este dată de raportul:

$$i = \frac{h}{t} \text{ (mm/min)} \qquad (5.54)$$

$$i = 166 \cdot \frac{h}{t} \text{ (l/s·ha)} \qquad (5.55)$$

$$i = 16{,}6 \cdot \frac{h}{t} \text{ (m}^3\text{/s·km}^2\text{)} \qquad (5.56)$$

Variația intensității ploii în timp $i = f(t)$ se numeşte hietogramă şi această reprezentare grafică este de tipul hidrografului debitelor $Q = f(t)$.

Se întâlnesc ploi ce nu au intensitate torențială pe toată durata lor, ci numai în anumite intervale numite intervale torențiale.

Pentru aceeaşi durată există ploi sau intervale torențiale cu intensități diferite ce corespund unor frecvențe de apariție.

În practică, o importanță deosebită o prezintă găsirea unor legături între intensitatea, durata şi frecvența ploilor torențiale pentru un anumit teritoriu, legături necesare în dimensionarea unor lucrări hidrotehnice ca: rețele de canalizare, rețele de drenaj etc.

Stabilirea legăturilor intensitate – durată – frecvență se face astfel:

- se selecționează dintr-o perioadă îndelungată, toate ploile ce au avut intensități torențiale pe toată durata sau pe un interval oarecare şi se întocmesc hietogramele lor;
- pentru fiecare ploaie selecționată se calculează intensitățile medii corespunzătoare unor intervale de timp (5 min, 10 min, ...1440 min);
- intensitățile maxime – medii care corespund aceluiaşi interval de referință Δt selecționate din toate ploile torențiale, se ordonează descrescător, formând un şir statistic şi se calculează frecvența fiecărei valori din şir;
- se reprezintă grafic legătura intensitate şi durată a ploilor torențiale corespunzătoare unor frecvențe constante (curbele intensitate – durată – frecvență).

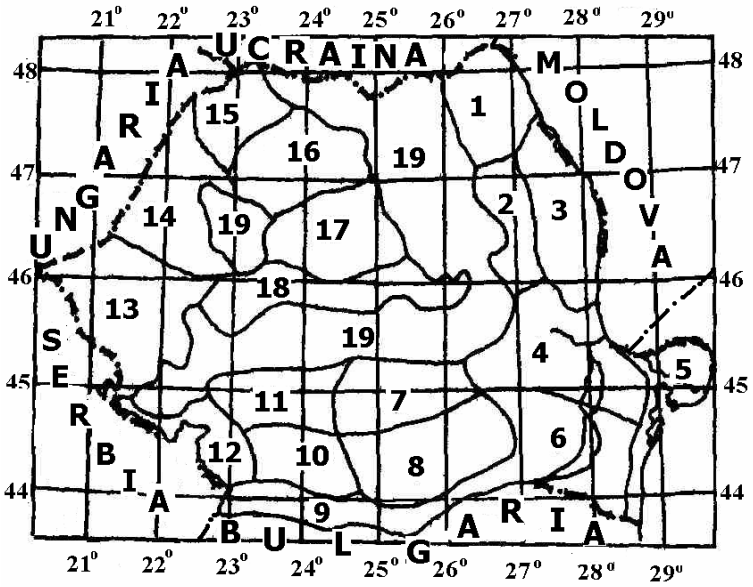


Figura 5.8 Zonele pentru aplicarea diagramelor cu intensitatea şi durata ploilor

Frecvența este dată de formula:

$$f = \frac{n}{T} \qquad (5.57)$$

unde: ***n***, numărul de ploi înregistrate cu aceeaşi intensitate şi durată; ***T***, perioada de înregistrare (ani).

Exemplu: frecvența 1/10 înseamnă că relația intensitate – durată poate avea loc odată la 10 ani.

Se constată faptul că, există o diferență de structură între frecvențele calculate prin această metodă şi frecvențele relative (probabilități) calculate cu relația n/N, unde: N = numărul total de ploi înregistrate.

Pentru teritoriul țării noastre împărțit în 19 zone (figura 5.8), au fost stabilite relațiile dintre intensitățile ploilor maxime cu durate de 5...1440 min (24 ore), pentru următoarele frecvențe: 1/20; 1/10; 1/5; 1/3; 1/2; 1/1 şi 2/1.

În figura 5.9 sunt redate aceste diagrame pentru zona a treia.

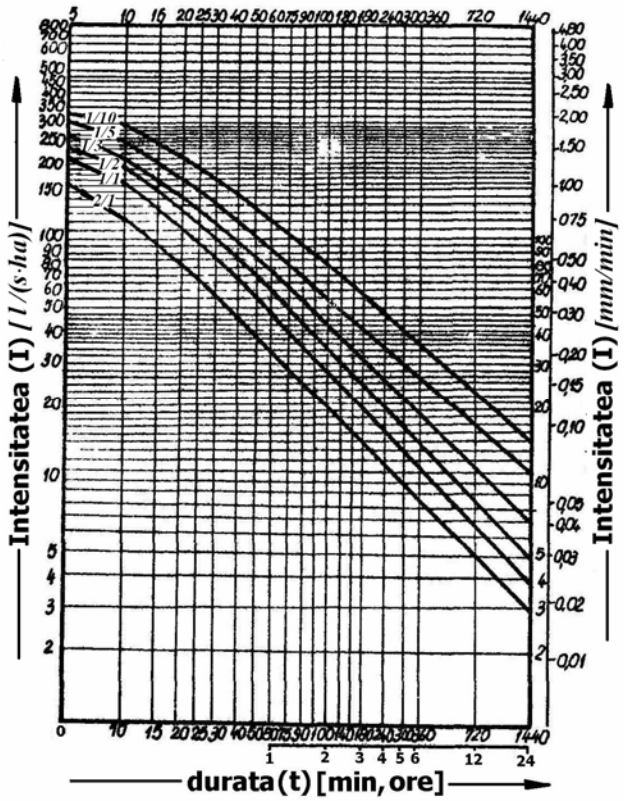


Figura 5.9 Diagrama pentru calculul intensității ploii în zona 3

d) **Înălțimea precipitațiilor uniform repartizate pe suprafața unui bazin hidrografic**

În bazinele hidrografice ale cursurilor de apă, după mărimea lor şi după importanța privind amplasarea unor lucrări hidrotehnice, există mai multe stații meteorologice în care se fac măsurători de precipitații. Datele obținute la stații sub forma unor valori: zilnice, lunare, anuale sau înregistrate în timpul unei precipitații, sunt elemente ce stau la baza stabilirii unor valori caracteristice (exemplu: înălțimi, intensități) uniform repartizate pe întreaga suprafață a bazinelor. Obținerea acestor valori caracteristice implică o anumită metodică de prelucrare [Giurma I., ş.a. 2002].

1. Metoda mediei

Această metodă este cea mai simplă, dar şi cea mai aproximativă şi constă în calculul mediei aritmetice a înălțimilor (h_i), ale precipitațiilor de la toate stațiile din bazin.

$$h_p = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{n} \qquad (5.58)$$

Metoda dă rezultate satisfăcătoare în zonele plane, dacă aparatele folosite pentru măsurători sunt distribuite cât mai uniform şi sunt de acelaşi tip.

2. Metoda izohietelor

Având planul de situație al bazinului hidrografic şi înălțimea precipitațiilor înregistrate la stațiile sau posturile pluviometrice existente în bazinul respectiv se trasează după procedeul curbelor de nivel, izohietele (curbele care unesc punctele de pe bazinul hidrografic cu aceeaşi înălțime a precipitațiilor), figura 5.10.

Precipitația medie uniform repartizată pe bazin (h_p) se calculează ca o medie ponderată ce ia în considerare suprafețele parțiale cuprinse între izohiete (f_i).

$$h_p = \frac{1}{2F}\sum_{i=1}^{n}(h_i + h_{i+1})\cdot f_i, \qquad (5.59)$$

unde: h_i, h_{i+1} sunt valorile înălțimilor de precipitații corespunzătoare a două izohiete succesive, între care este cuprinsă suprafața parțială f_i; ***F***, suprafața bazinului hidrografic.

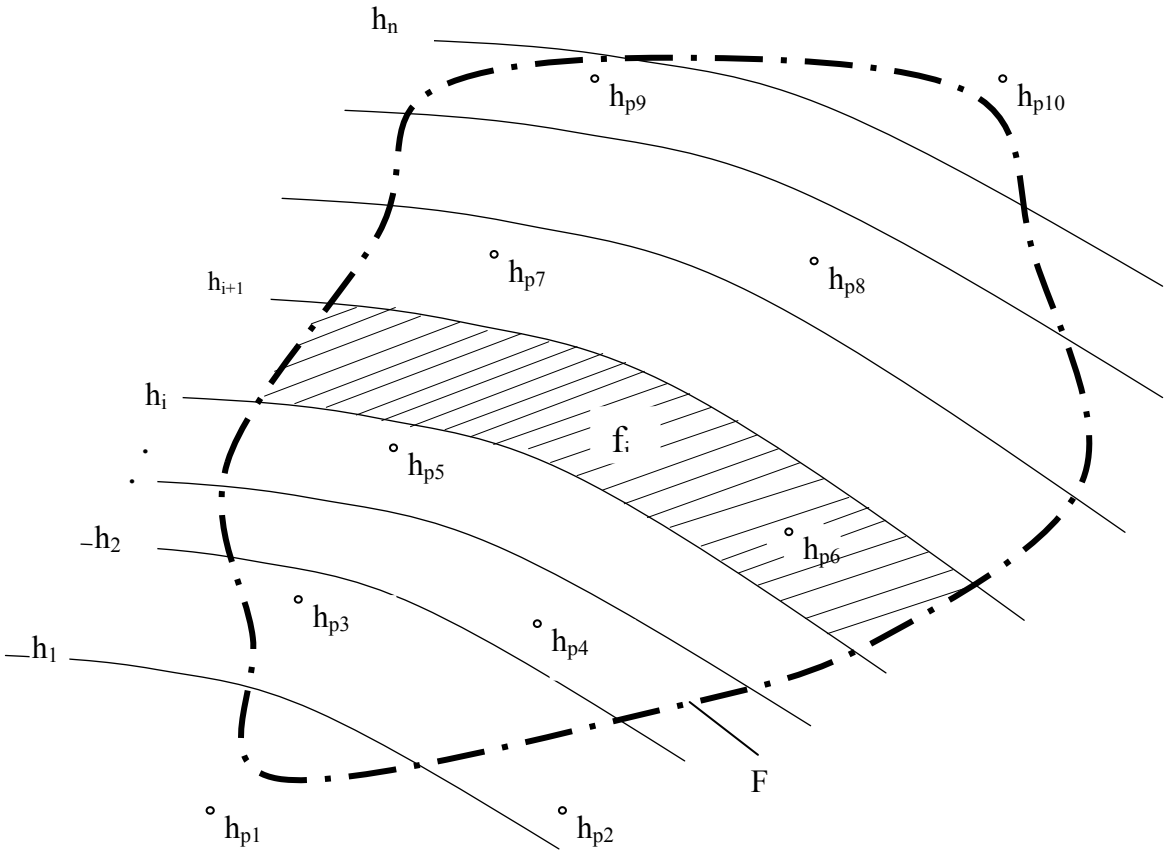


Figura 5.10 Metoda izohietelor

Pentru bazine hidrografice întinse, metoda izohietelor este cea mai precisă metodă de calcul a înălțimilor precipitațiilor uniform repartizate pe suprafețele acestora.

Această metodă prezintă avantajul că la trasarea izohietelor se poate ține seama de efectele reliefului asupra distribuției precipitațiilor.

Când nu intervin astfel de efecte, izohietele se trasează prin interpolare liniară şi metoda dă aceleaşi rezultate ca metoda poligoanelor Thiessen.

3. Metoda Thiessen

Principiul de bază al acestei metode este acela că ține seama de zona de influență a fiecărui punct de înregistrare existent în bazin (figura 5.11), făcând aproximarea că înălțimea precipitației înregistrate la un post pluviometric este uniform repartizată pe suprafața zonei de influență a postului respectiv.

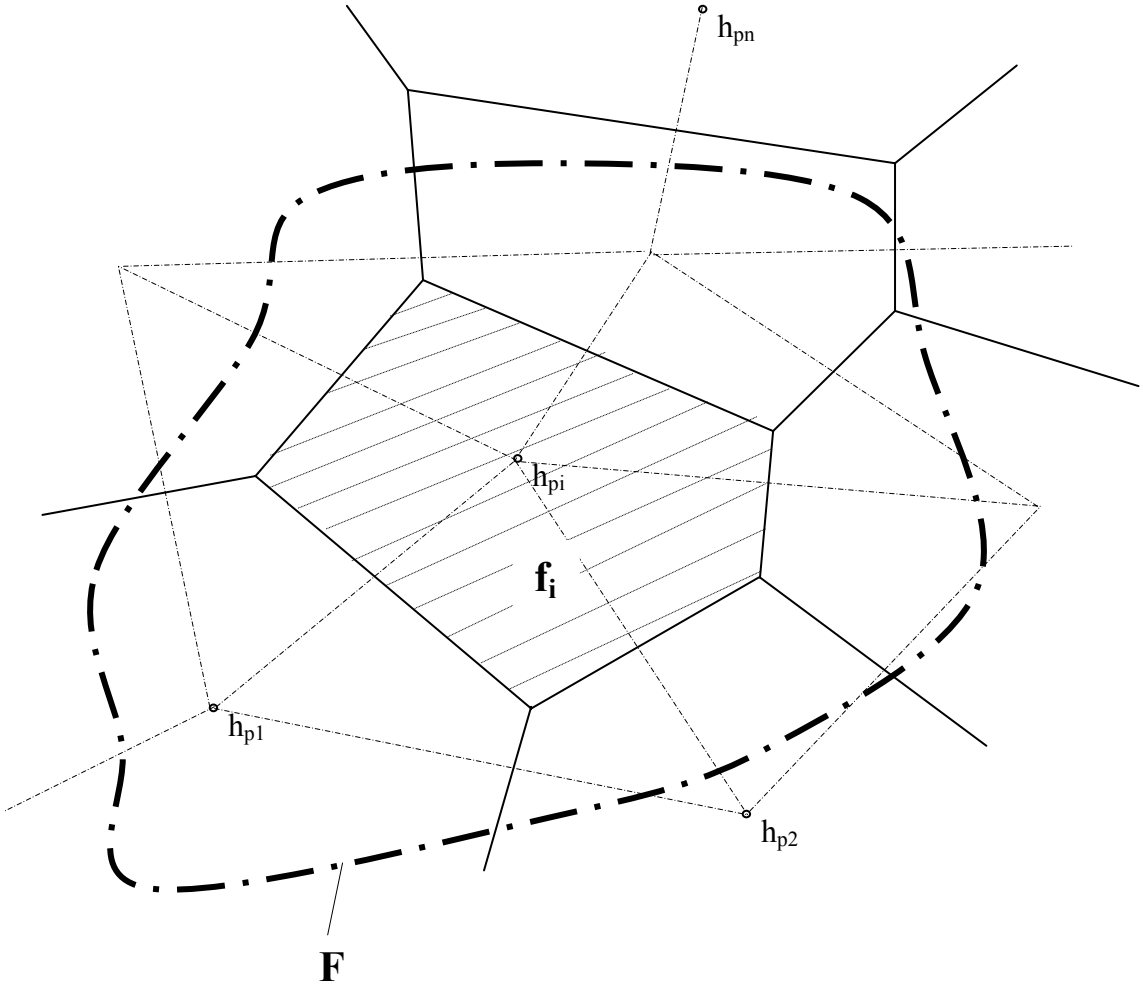


Fig. 5.11 Metoda Thiessen

Pentru aplicarea metodei Thiessen se lucrează pe planul de situație al bazinului hidrografic luat în studiu şi ales la o scară convenabilă, astfel:

- se materializează punctele de înregistrare a precipitațiilor;
- se unesc aceste puncte, rezultând o rețea de triunghiuri;
- se ridică perpendiculare pe mijlocul laturilor triunghiurilor;

- se obține astfel în jurul fiecărui punct de înregistrare, câte un poligon care încadrează zona de influență a punctului respectiv;
- se calculează suprafețele tuturor zonelor de influență (poligoanelor f_i);
- se calculează înălțimea medie (h_p) a precipitației uniform repartizată pe întreaga suprafață (F) a bazinului hidrografic ca o medie ponderată:

$$h_p = \frac{1}{F}\sum_{i=1}^{n} h_i \cdot f_i \qquad (5.60)$$

unde: h_i, înălțimea precipitației înregistrată la postul ***i***; ***n***, numărul posturilor de înregistrare.

Această metodă dă rezultate mai precise decât metoda mediei. Prezintă însă dezavantajul că la orice modificare a rețelei pluviometrice din bazin (schimbarea locului punctelor de înregistrare, îndesirea acestora etc) trebuie refăcute toate calculele [Giurma I., ş.a. 2002].

5.7. VÂNTUL

Vântul reprezintă mişcarea orizontală a maselor de aer atmosferic şi este generat şi influențat de o serie de factori printre care amintim: potențialul baric, forța Coriolis datorită rotației Pământului, componenta orizontală a forței centrifuge şi forța de frecare a aerului în mişcare cu corpurile cu care vine în contact.

Dacă luăm o particulă de aer (o particulă sinoptică, adică un volum oarecare de aer) se constată că asupra ei acționează o serie de forțe care pot fi grupate în forțe de suprafață sau interioare şi forțe de masă sau exterioare.

Din prima categorie de forțe fac parte: forța gradientului baric sau forța presiunii şi forțele de frecare, iar din a doua categorie fac parte: forța de atracție a Pământului şi forțele de inerție şi anume forțele deviatoare datorită rotației Pământului care schimbă considerabil direcția vântului.

Vom face câteva referiri asupra forței Coriolis. Se ştie că, toate corpurile care se mişcă pe suprafața terestră sunt supuse unei accelerații relative – accelerația Coriolis determinată de rotația Pământului în jurul axei sale.

Această forță Coriolis fiind o forță de inerție acționează numai asupra particulelor în mişcare, apărând numai în cazul în care mişcarea este raportată la un sistem de coordonate imobil legat de Pământ în rotație.

Fie $\vec{K}$ vectorul forţei deviatoare datorită rotaţiei Pământului, $\vec{\omega}$ viteza unghiulară de rotaţie şi $\vec{v}$ viteza vântului (viteza de mişcare). Între aceste elemente este relaţia:

$$K = -2[\vec{\omega} \cdot \vec{v}] \qquad (5.61)$$

Componentele pe axele de coordonate sunt:

$$\begin{aligned} K_x &= 2v \cdot \omega_z - 2W \cdot \omega_y \\ K_y &= 2W \cdot \omega_x - 2u \cdot \omega_z \\ K_z &= 2u \cdot \omega_y - 2v \cdot \omega_x \end{aligned} \qquad (5.62)$$

unde: u, v, W, $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ sunt componentele vectorilor $\vec{v}$ şi $\vec{\omega}$ pe axele de coordonate.

În emisfera sudică această forţă este orientată spre stânga, iar în emisfera nordică spre dreapta.

Fie un punct ***P*** aflat în atmosfera terestră şi care este centrul unui sistem de coordonate standard în care axa *z* este orientată vertical în sus, axa ***x*** de la vest spre est de-a lungul paralelelor, iar axa ***y*** de la sud la nord de-a lungul meridianelor.

Atunci:

$$\begin{aligned} \omega_x &= 0 \\ \omega_y &= \omega \cdot \cos\varphi \\ \omega_z &= \omega \cdot \sin\varphi \end{aligned} \qquad (5.63)$$

unde: $\boldsymbol{\varphi}$ este latitudinea geografică..

Componentele forţei Coriolis devin:

$$\begin{aligned} K_x &= 2v \cdot \omega \cdot \sin\varphi - 2W \cdot \omega \cdot \cos\varphi \\ K_y &= -2u \cdot \omega \cdot \sin\varphi \\ K_z &= 2u \cdot \omega \cdot \cos\varphi \end{aligned} \qquad (5.64)$$

Componenta verticală K_z depinde de componenta orizontală *u* a vitezei vântului, orientată de la est la vest şi acţionează în sensul forţei gravitaţionale (când $\boldsymbol{u} < 0$) sau în caz contrar (când $\boldsymbol{u} > 0$).

Ca mărime în raport cu accelerația gravitațională ***g***, valoarea ei este foarte mică (de 10^4 ori mai mică), de aceea această componentă nu prezintă importanță în studiul mişcărilor din atmosferă.

Deoarece valoarea componentei verticale ***W*** este depăşită mult de componentele orizontale ***u*** şi ***v*** ale vitezei de mişcare a particulelor de aer, ecuațiile devin:

$$\begin{aligned} K_x &= 2v \cdot \omega \cdot \sin\varphi \\ K_y &= -2u \cdot \omega \cdot \sin\varphi \end{aligned} \qquad (5.65)$$

Componenta orizontală generalizată K va fi numeric egală cu:

$$K = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2C \cdot \omega \cdot \sin\varphi \qquad (5.66)$$

unde:

$$C = \sqrt{u^2 + v^2} \qquad (5.67)$$

reprezintă componenta orizontală a vitezei de mişcare, adică viteza vântului.

În concluzie, forma cea mai uzuală a forței Coriolis folosită în meteorologie, este:

$$K = 2v \cdot \omega \cdot \sin\varphi \qquad \text{sau:} \qquad K = l \cdot v \qquad (5.68)$$

unde:

$$l = 2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi \qquad (5.69)$$

şi poartă numele de parametru Coriolis.

În zonele înalte ale atmosferei, unde nu se mai resimte influența forței de frecare, ca rezultat al echilibrului între forța Coriolis şi forța potențialului baric ia naştere vântul geostrofic, vânt ce are direcția paralelă cu izobarele care sunt rectilinii în aceste zone şi este deviat spre dreapta.

Deci, deplasarea maselor de aer în direcție orizontală are ca efect meteorologic, vântul. El reflectă condițiile circulației generale a atmosferei şi influențează majoritatea proceselor hidrometeorologice (producerea şi repartiția precipitațiilor, procesul de evapotranspirație etc).

Vântul se caracterizează prin următoarele elemente: direcție, intensitate şi frecvență.

Direcția vântului reprezintă sectorul orizontului de unde acționează. În meteorologie direcția vânturilor se determină cu ajutorul punctelor cardinale şi intercardinale ce sunt trecute într-o diagramă numită roza vânturilor formată din 16 sectoare cardinale sau în grade. Unghiurile se consideră de la nordul geografic (0^o) în sens orar, deci pentru est corespunde 90^o, pentru sud 180^o, pentru vest 270^o etc. În roza vânturilor se reprezintă viteza şi frecvența vântului.

Direcția vântului se stabileşte cu ajutorul unui amperaj special montat la girueta Wild sau la anemometru.

Pe teritoriul țării noastre, direcția vânturilor este dată de circulația generală a atmosferei şi este influențată puternic de particularitățile orografice.

Drept urmare, în Moldova predomină vânturile din nord şi nord-est, în zona din exteriorul Carpaților de curbură predomină vânturile din nord-est, în interiorul arcului carpatin vânturile din direcția vestică, în restul Câmpiei Române vânturile vestice au o pondere mai mare decât cele estice etc.

Pe versanții munților şi de-a lungul litoralului apare frecvent circulația locală sub formă de briză.

Exemplu de vânturi întâlnite în țara noastră: Crivățul în Moldova, Dobrogea şi Câmpia Dunării din direcția nord şi nord-est, în timpul iernii; Austrul în Câmpia Dunării, din vest, vara şi iarna; Cosova şi vântul negru, în Banat, respectiv Dobrogea, din sud, vânturi calde şi uscate.

Foenul, vânt cald ce se scurge descendent pe versanții munților.

Brizele, iau naştere datorită diferențelor de temperatură de la zi la noapte între uscat şi mare şi se înregistrează pe litoral.

Intensitatea sau viteza vântului se exprimă în m/s sau km/h şi se măsoară cu anemometre şi anemografe montate la înălțimea standard de 10 m sau la sol când se studiază evapotranspirația.

Viteza vântului se poate determina şi vizual folosind scara Beaufort, luându-se în considerare efectul ce-l are vântul asupra diferitelor obstacole aflate pe sol (tabelul 5.5).

Vântul poate fi laminar în cazul în care aerul se deplasează uniform fără modificări de direcție. Când acestea se modifică se spune că există un vânt turbulent. Dacă caracteristicile vântului prezintă variații mari într-un interval scurt de timp, atunci se spune că există vânt în rafale.

După viteză, vânturile se clasifică cu ajutorul scării Beaufort în 12 categorii, începând cu vânt calm ($\boldsymbol{v} < 0{,}5$ m/s) şi terminând cu tempestă sau uragan ($\boldsymbol{v} > 25{,}2$ m/s).

Tabelul 5.5 Legătura între viteza vântului şi gradele Beaufort

Grade Beaufort	Viteza vântului (m/s)
0	0 – 0,5
1	0,6 – 1,7
2	1,8 – 3,3
3	3,4 – 5,2
4	5,3 – 7,4
5	7,5 – 9,8
6	9,9 – 12,4
7	12,5 – 15,2
8	15,3 – 18,2
9	18,3 – 21,5
10	21,6 – 25,1
11	25,2 – 29,0
12	29,0

Variaţia vitezei vântului cu înălţimea este dată de o relaţie de forma:

$$v = \frac{v^x}{K} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \qquad (5.70)$$

unde: $v^x = \frac{\sqrt{\tau_0}}{\rho}$ şi reprezintă viteza dinamică; τ_0, tensiunea turbulentă datorită forţei de frecare; ρ, densitatea aerului (1,2255 kg/m^3); K=38·10^{-2} (constantă); z_0, nivelul solului; z, o înălţime oarecare corespunzătoare lui v.

În practică, se foloseşte adesea o formulă de tip parabolic şi anume:

$$v = v_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^{1/7} \qquad (5.71)$$

unde: v_0 = viteza măsurată la înălţimea standard z_0.

5.8. MODERNIZAREA SISTEMULUI NAȚIONAL DE METEOROLOGIE

5.8.1. SISTEMUL METEOROLOGIC NAȚIONAL INTEGRAT (S.I.M.I.N.)

A. PREZENTARE GENERALĂ

Necesitatea asigurării unui suport de informații meteorologice performante pentru România, conform cu noile cerințe europene, a constituit fundamentarea programului S.I.M.I.N., conceput într-o arhitectură deschisă modulară, pe nivele de ierarhizare [INMH, 2002].

B.OBIECTIVE

Programul are următoarele obiective:

- **Să asigure modernizarea infrastructurii naționale meteorologice prin:**

a) instalarea şi integrarea în flux operativ a încă 60 de stații meteorologice automate **SMA –MAWS 301**, pe lângă cele 14 deja existente;

b) instalarea a 5 radare **DOPPLER (în banda S) WSR –88D**, pe lângă cele existente în banda C;

c) instalarea a 8 stații de detecție fulgere tip **SAFIR 3000**, rețea nouă pentru România;

d) instalarea unui sistem de recepție a datelor de la satelitul meteorologic METEOSAT.

- **Să asigure un support IT şi C la toate nivelele de prelevare, conectare şi diseminare a datelor;**

a) stațiile automate (SMA) vor fi gestionate de calculatoare cu software specializat;

b) la nivel regional se vor implementa rețele locale (LAN);

c) la nivel central rețeaua va fi extinsă cu noi capacități de transfer de date, stocare, canale de comunicații cu beneficiarii, internet.

- **Să asigure poziționarea României ca centru meteorologic regional, prin acoperirea unei raze de 400 km, în afara granitelor şi exportul de date meteorologice.**

5.8.2. REȚEAUA NAȚIONALĂ DE MĂSURĂTORI METEOROLOGICE

a) rețeaua națională de măsurători la suprafață: instalarea şi integrarea în flux operativ a 60 de stații meteorologice automate (SMA). Stațiile meteorologice automate sunt de tipul MAWS 301, şi sunt produse de firma VAISALA –Finlanda. În rețeaua națională funcționează alte 14 stații meteorologice automate. În S.I.M.I.N. este prevăzută realizarea unui software de integrare a tuturor datelor de la stațiile meteorologice (automate şi clasice), care va face colectarea, validarea şi afişarea acestor date).

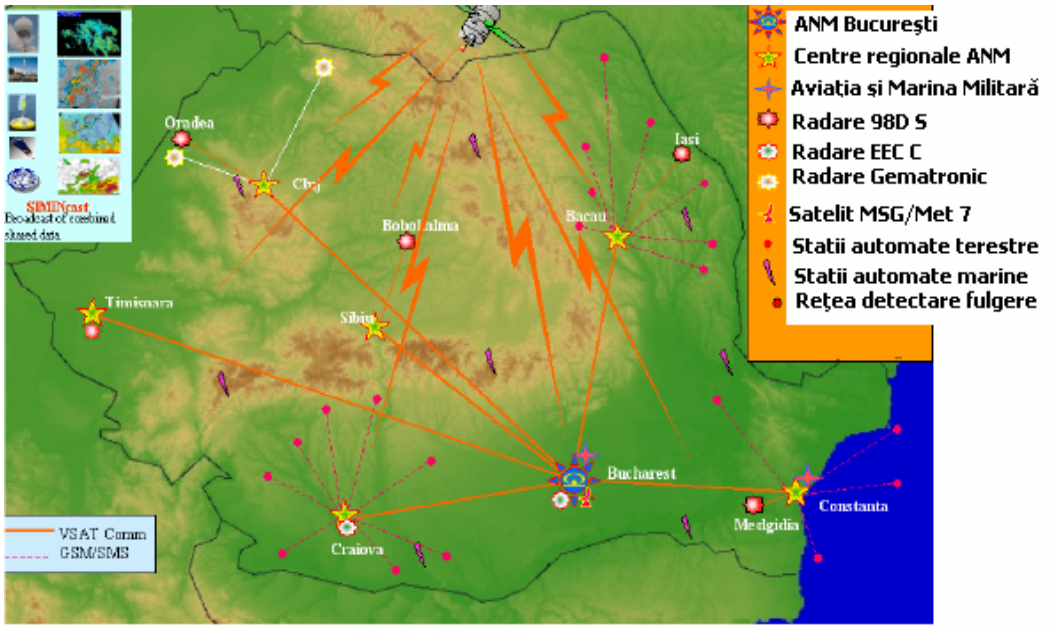


Figura 5.12 Rețeaua națională de observații meteorologice în SIMIN [Apostu A., Ivanovici V., ş.a. 2005]

b) reteaua națională de radare meteorologice: instalarea a 5 (cinci) radare DOPPLER în bandă S WSR-88D. Rețeaua națională de radare meteorologice va fi complet modernizată. Față de situația inițială cu 2 radare (figura 5.13) pe lângă noile echipamente radar în bandă C (Bucureşti, Craiova, Oradea şi în viitor Baia Mare) vor funcționa în cadrul S.I.M.I.N., încă cinci radare Doppler în bandă S, versiunea îmbunătățită a echipamentelor NEXRAD (WSR-88D), care compun rețeaua națională de radare a Statelor Unite ale Americii (figura 5.14).

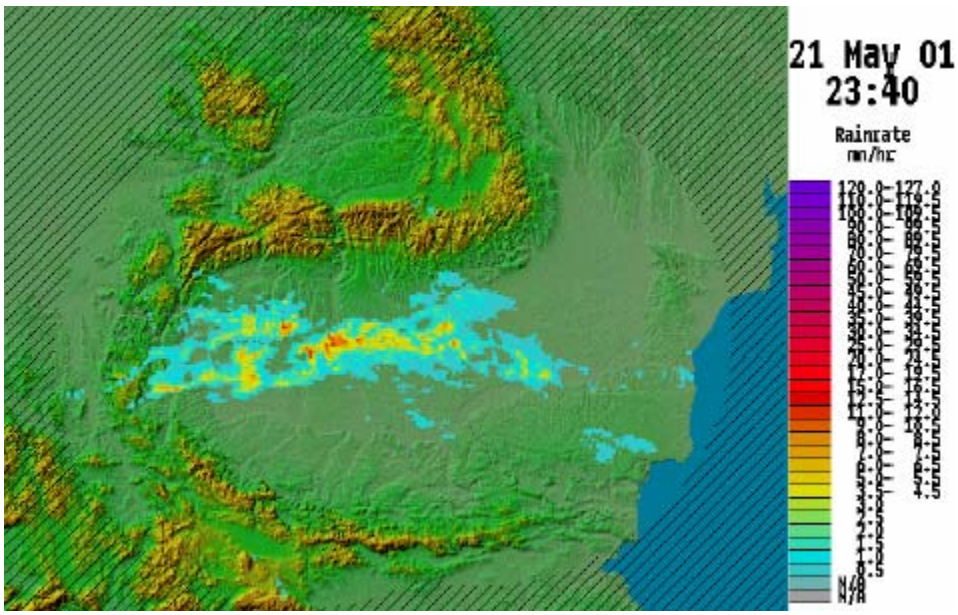


Figura 5.13 Gradul inițial de acoperire cu 2 radare

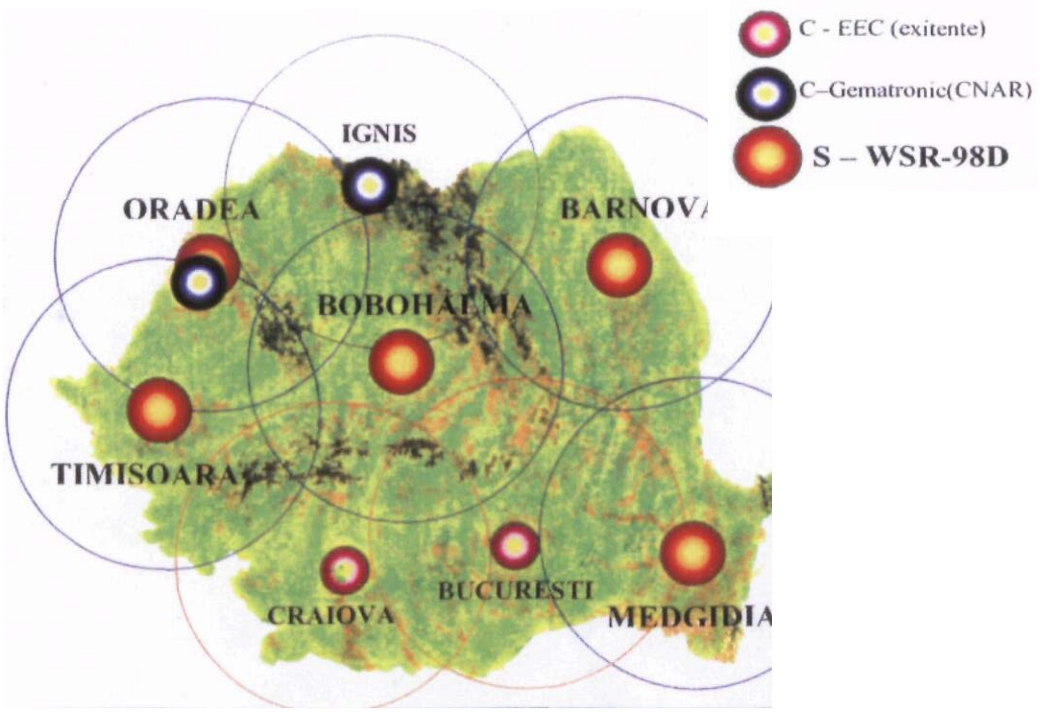


Figura 5.14 Rețeaua națională de radare meteorologice în cadrul SIMIN

c) rețeaua națională de detectare fulgere: instalarea a 8 (opt) stații de detecție a fulgerelor. Această rețea este o noutate pentru România şi include 8 senzori de tip SAFIR 3000, produse de firma VAISALA, montați pe tot teritoriul României şi un sistem central de procesare a datelor la I.N.H.G.A. Bucureşti. Prin această rețea se vor putea localiza descărcările electrice cu o precizie spațială şi temporală bună, sistemul fiind capabil să emită prognoze de fenomene orajoase cu 12 până la 20 minute timp de anticipație (figurile 5.15, 5.16) [Ivanovici V., ş.a. 2005].

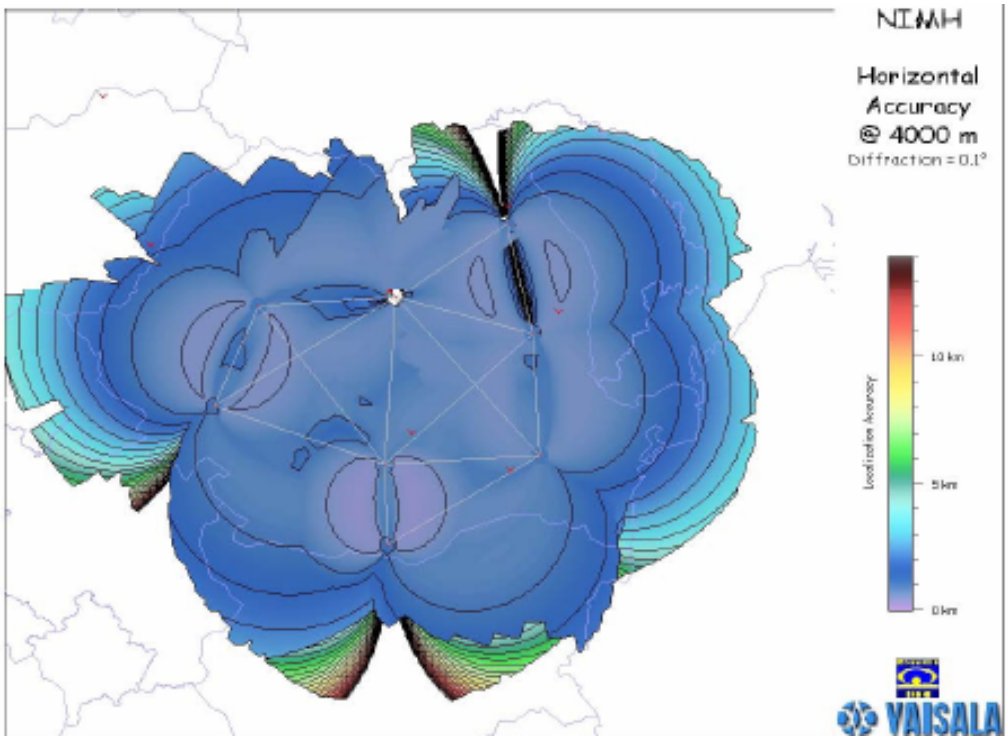


Figura 5.15 Simularea gradului de acoperire şi a clarității la altitudinea de 4 km, cu 8 stații HR SAFIR 3000

d) sistemul de recepție a datelor de la satelitul meteorologic METEOSAT 7; în cadrul S.I.M.I.N. va fi instalată o stație completă de recepție a datelor de la METEOSAT 7 şi cu posibilitate de up-grade pentru METEOSAT SECOND GENERATION (MSG) când acesta va fi operațional (figura 5.17).

Figura 5.16 Rețeaua națională de detecție a fulgerelor

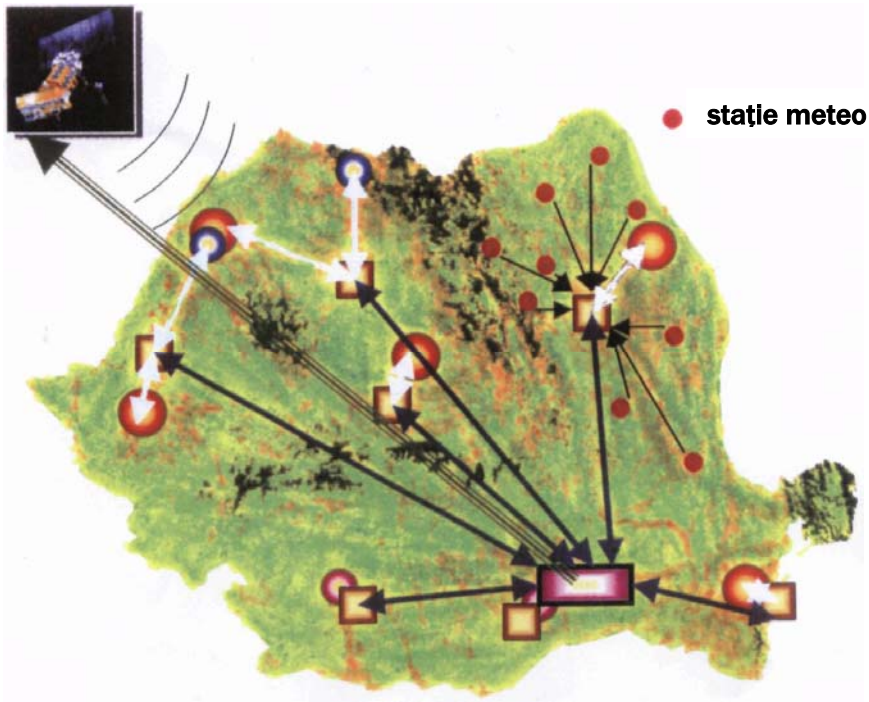


Figura 5.17 Sistemul de recepție a datelor de la satelitul meteorologic METEOSAT 7

Componentele SIMIN la nivel regional, național şi internațional sunt prezentate în figura 5.18.

Beneficiile principale oferite de Sistemul Meteorologic Național Integrat (SIMIN) se materializează prin capacitatea de răspuns la cerințele Organizației Mondiale Meteorologice (World Meteorological Organization - WMO) şi la reglementările româneşti în domeniu.

Serviciul Meteorologic Național va asigura:

- protecția populației împotriva manifestărilor meteorologice periculoase;
- obținerea unei baze de date meteorologice pentru susținerea cercetărilor climatologice actuale şi viitoare [Apostu A., Ivanovici V., ş.a. 2005].

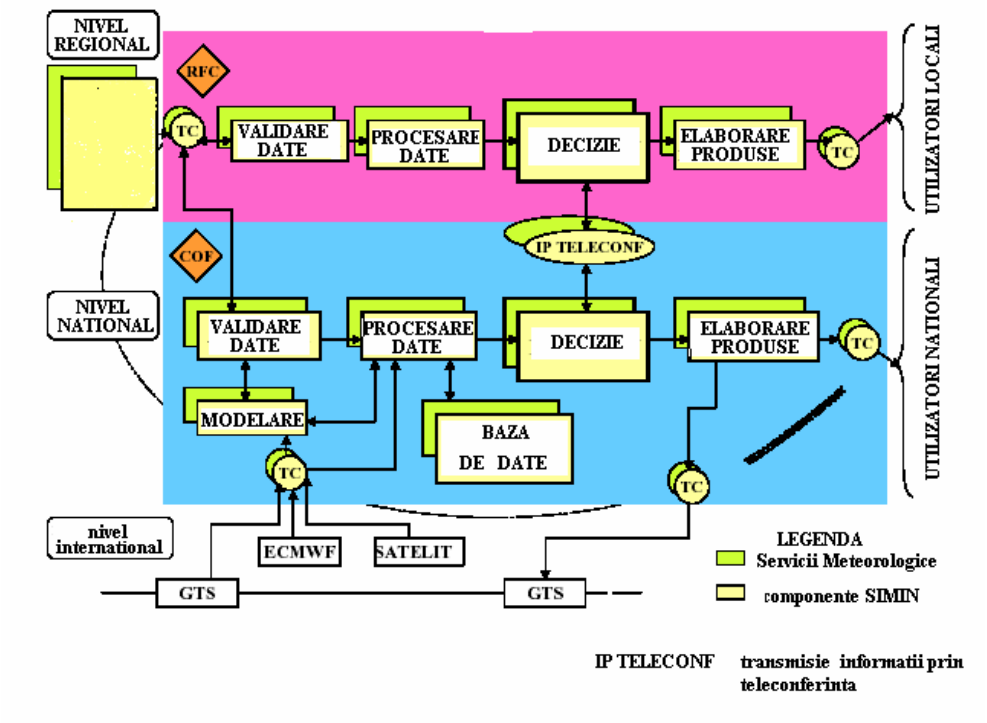


Figura 5.18 Componentele SIMIN

5.8.3. STAȚIA METEOROLOGICĂ AUTOMATĂ MAWS 301

Componența stației automate MAWS 301 este prezentată în figura 5.19 iar senzorii care intră în componența acesteia în figurile următoare [INMH, 2002].

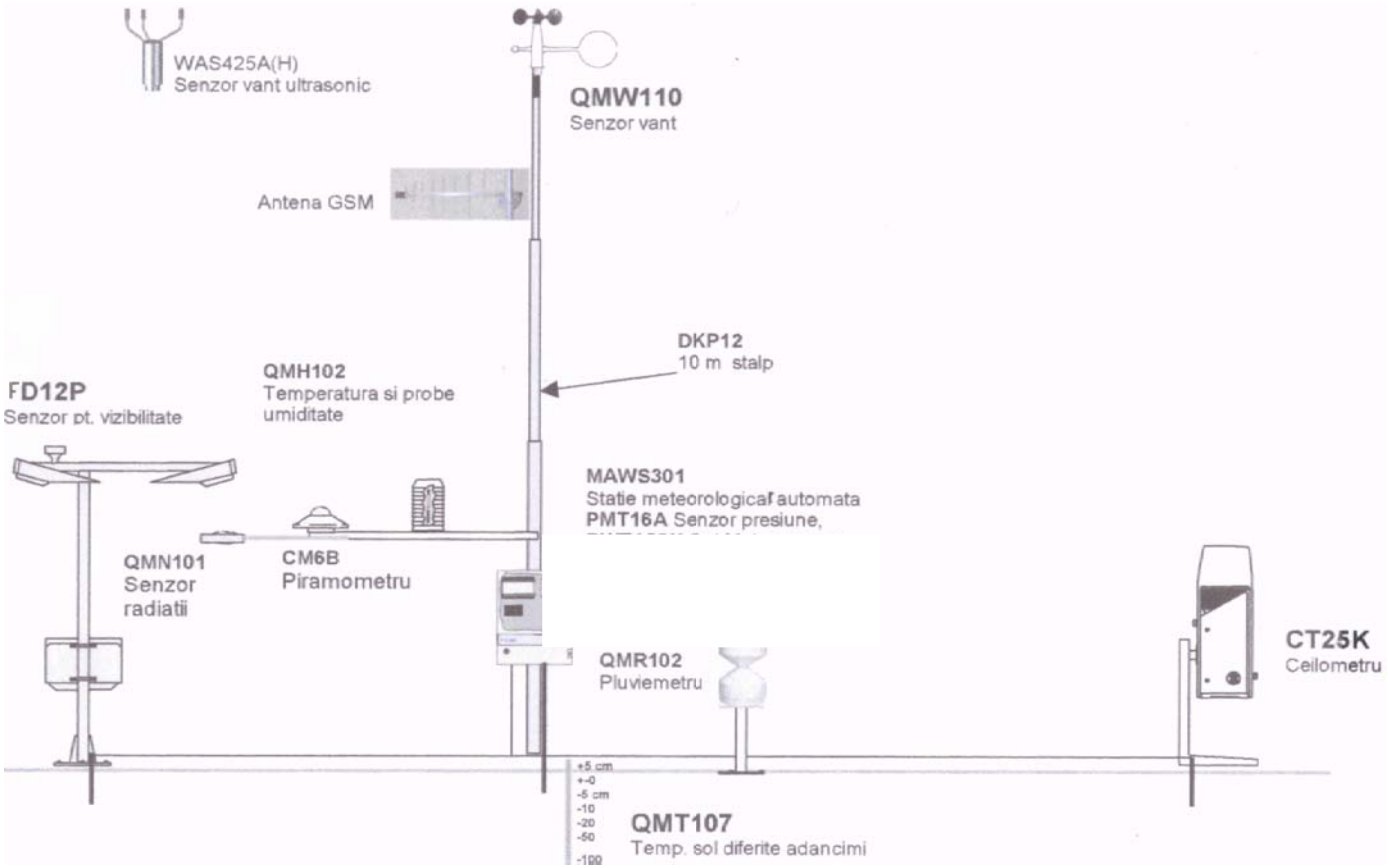


Figura 5.19 Stație meteorologică automată

A. SENZORI METEOROLOGICI DE BAZĂ

a. Senzorul de vânt

Caracteristici:

- răspuns rapid şi consum redus de energie;
- precizie mare ± 0,3 m/s;
- domeniu de măsurare 0,5…60 m/s; 0…360 grade;
- durabilitate mare;
- temperatura de operare – 40…+ 55 ^{o}C;
- variante QMW101 cu 1 m cablu cu conectori, QMW101A cu 10 m de cablu cu conectori.

Figura 5.20 Anemometru şi morişcă de vânt

b. Senzorul de presiune

Caracteristici:

- precizie şi limită largă de stabilitate;
- precizia totală ± 0,3 hPa;
- limite de presiune 600…1100 hPa;
- limită de temperatură – 40…+ 60 ^{o}C;
- insensibil la lovituri şi vibraţii;
- module uşor de schimbat.

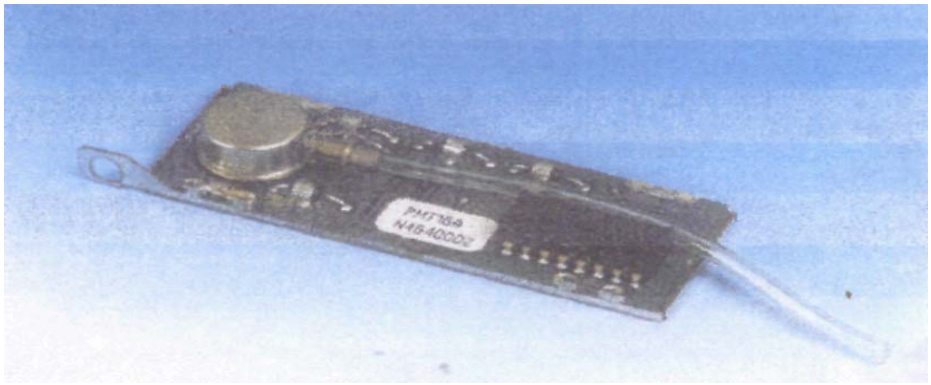


Figura 5.21 Senzor pentru măsurarea presiunii

c. **Senzorul de precipitații**

Caracteristici:

- rezoluție 0,2 mm;
- precizie < ± 1% (<24 mm/oră); < ± 5% (<120 mm/oră);
- capacitate 250 mm/oră;
- diametru cuvă receptoare 254 mm;
- greutate 1000 grame;
- temperatură de operare – 40…+ 55^{o}C.

Figura 5.22 Senzor de precipitații QMR102

d. Senzor optic pentru vizibilitate

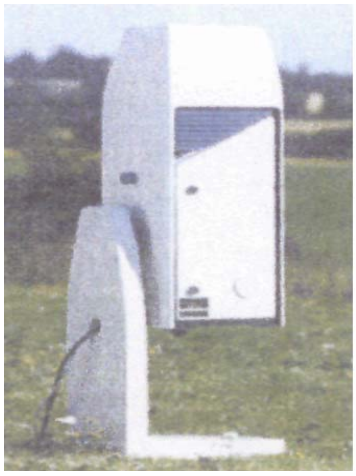


Figura 5.23 Ceilometru CT25K

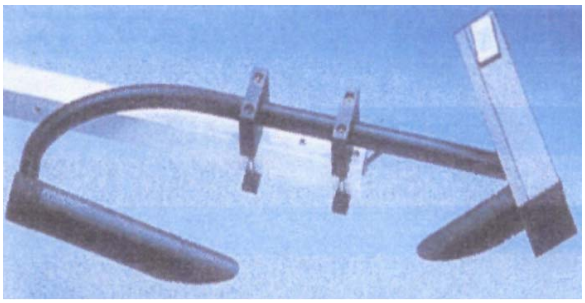


Figura 5.24 Senzori pentru vizibilitate (FD12P şi PWD11)

e. Senzor de radiație solară (piranometru)

Caracteristici:

- economic şi uşor de folosit în agricultură şi silvicultură, stații meteorologice, şcoli şi universități;
- calculează cantitatea de poluant din aer;
- instalare facilă;
- sensibilitate normală 100 uV/W/m^2;
- limite spectrale 0,4…1,1 microni;
- timp de răspuns < 1 sec;
- limite + 2000 W/m^2;
- temperatură limită ± 0,15%/^oC;
- stabilitate ≤ + 2% pe an;
- neliniaritate < 1% la peste 1000 W/m^2;
- temperatură de operare - 30…+ 70 ^oC.

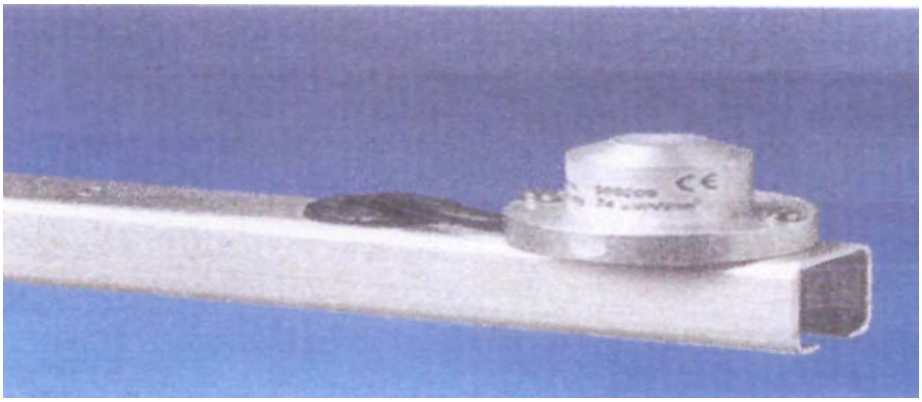


Figura 5.25 Piranometru cu silicon

f. Senzor radiometric

Caracteristici:

- rezistent în orice condiții de vreme;
- uşor de întreținut;
- cablu cu conectori uşor de instalat;
- sensibilitate normală 10 uV/W/m^2;
- limite spectrale 0,2…100 microni;
- timp de răspuns < 20 sec;
- limite de măsurare -2000 …+ 2000 W/m^2;
- stabilitate ≤ + 2% pe an;
- neliniaritate < 1% la peste 2000 W/m^2;
- temperatură de operare - 30…+ 70 ^oC.

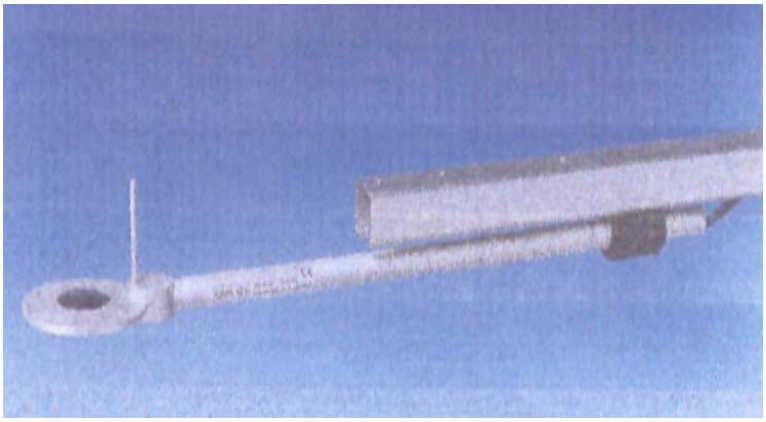


Figura 5.26 Radiometru QMN101

g. Senzor pentru măsurarea duratei strălucirii soarelui

Caracteristici:

- precizie 120 W/m^2;
- senzitivitate înaltă;
- uşor de întreținut;
- senzor montat pe un braț în cruce (DKP12SUP1);
- durata completă de strălucire a soarelui în MAWS.

Figura 5.27 Senzor pentru durata de stralucire a soarelui

h. Senzor de umiditate pentru suprafețele împădurite

Caracteristici:

- senzor montat pe un braț în cruce (DKP12SUP1) sau separat în celălalt capăt;
- 5 metri de cablu de protecție;
- durata umezelii intergate în MAWS.

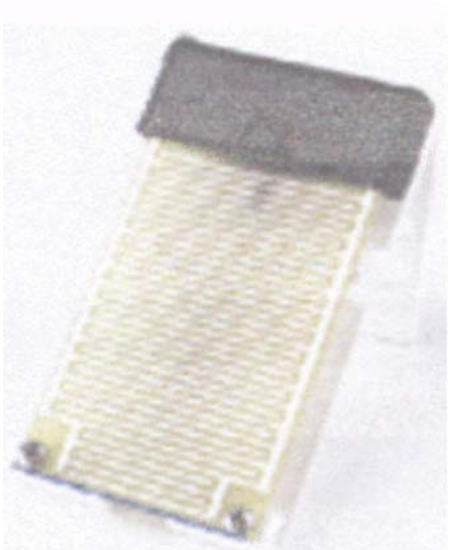


Figura 5.28 Senzor de umezeală pentru suprafețele împădurite

i. Senzor pentru măsurarea umidității aerului

Caracteristici:

- senzor pentru probă umiditate relativă şi temperatură HMP45D;
- cablu cu conector 2 m;
- precizie mare în orice mediu;
- limite de umiditate 0…100%;
- precizie ± 2%pentru valori între 0…90%;
- precizie ± 3%pentru valori între 90…100%;
- dotat cu ecran de protecție cu performanțe în toate condițiile de vreme;
- partea superioară uşor de schimbat.

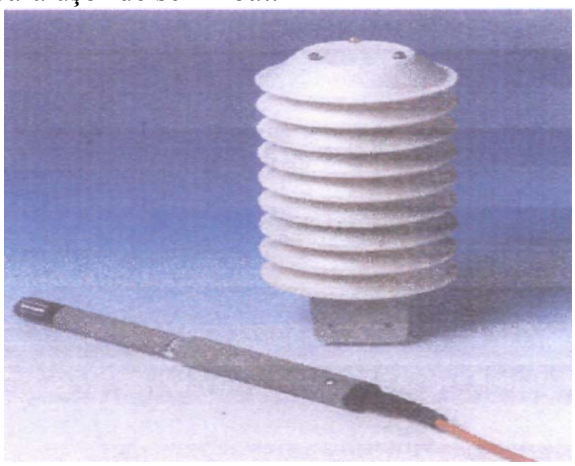


Figura 5.29 Senzor pentru determinarea umidității aerului

j. Senzor pentru măsurarea temperaturii solului şi apei

Caracteristici:

- limite de măsurare – 50 ^{o}C … + 90 ^{o}C;
- 5 m cablu şi conectori incluşi;
- dispozitiv etanşeizare IP68;
- partea superioară din oțel inoxidabil.

Figura 5.30 Senzor pentru masurarea temperaturii apei şi solului

k. Senzor pentru detectarea ploilor

Caracteristici:

- rapiditate şi acurateţe în detectarea precipitaţiilor (ON/OFF);
- uşor de întreţinut;
- senzor montat pe un braţ în cruce (DKP12SUP1);
- furnizarea duratei complete a ploii în MAWS.

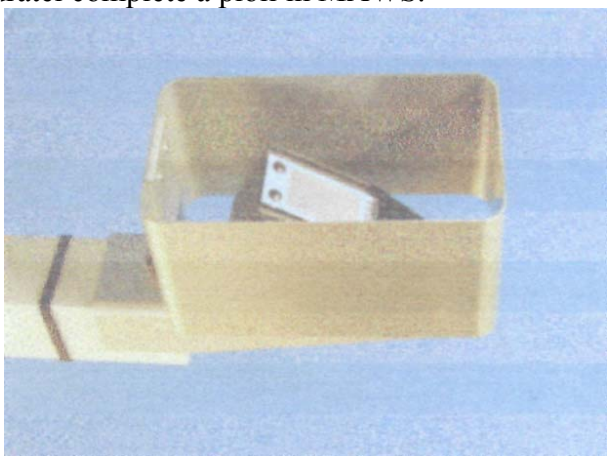


Figura 5.31 Senzor pentru detectarea ploilor

l. **Senzor volumetric pentru determinarea umidității din sol**

Caracteristici:

- senzor stabil şi robust pentru o perioadă lungă de măsurare;
- limite de măsurare 0…1,0 m^3 apă/m^3 sol;
- precizie ± 5% (± 0,05 m^3 apă/m^3 sol);
- 5 metru de cablu conectare.

Figura 5.32 Senzor pentru detectarea umidității solului